

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Geofísica



TESIS DOCTORAL

**Mecanismo focal de terremotos en Perú y
sismotectónica**

TESIS DOCTORAL

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Hernando Tavera Huarache

Directora:

Elisa Bufoñ Peiró

Madrid, 2003

ISBN: 978-84-669-1593-9

© Ciro Edwin Portocarrero Pimentel , 1998



TI-1998/1

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS

Departamento de Geofísica, Astronomía y Astrofísica I

**MECANISMO FOCAL DE TERREMOTOS EN PERU
Y SISMOTECTONICA**

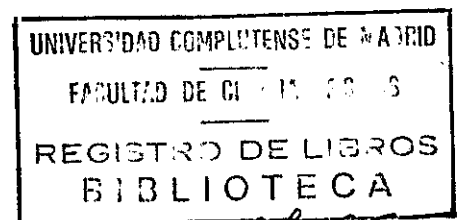
TESIS

para optar el grado de Doctor en Ciencias Físicas

por:

HERNANDO TAVERA HUARACHE

Directora: ELISA BUFORN PEIRO



N.º REGISTRO

27535

Madrid, Junio de 1998

**A la memoria del profesor, compañero y amigo,
Dr. Manuel Chang Ching**

(8-12-96)

‘E luego en el dicho cabildo sus mercedes dixeron que en esta cibdad solía haber muchos temblores, de que cayan muchas casas y morían algunas personas e para amparar dello después de la gracia divina habían tomado por patrona desta cibdad, a Santa Marta y edificadole casa y después que se había tomado por patrona mediante sea nuestro señor servido habían cesado los temblores y porque era justo que el día de su advocación se festejase y alegrase la cibdad y ordenaban y acordaban lidiar 6 toros”.

Libro de los Cabildos de la Ciudad de Arequipa.

Sesión del 10 de Agosto de 1555.

Barriga, Fray Víctor (1939)

AGRADECIMIENTOS

A la hora de agradecer a quienes conmigo pasaron buenos y malos momentos con este trabajo, debo destacar en primer lugar a la persona que me abrió el camino al mundo de la investigación, Elisa Buform Peiró directora de esta tesis. Su influencia ha sido primordial en el curso de estos últimos años y gracias a la cual esta tesis ha tenido buen término. Además, del apoyo y la fuerza que a diario me inculcaba debo resaltar su infinita paciencia para conmigo.

Así mismo, deseo expresar mi agradecimiento al Prof. Agustín Udías por haberme acogido en el Departamento de Geofísica, así como por su constante apoyo e interés por mi trabajo. A todos los profesores del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, cuya amistad he llegado a valorar a través de los años y durante el desarrollo del presente trabajo. A los Drs. Ruben Lindo y Mario Cotilla cuya amistad me ha aportado una continua ayuda desinteresada.

Mi agradecimiento a Marcelo Assumpcao (Brasil), Juan Carlos Castano (Argentina), Luis Alvear y Tony Monfret (Chile), Hugo Yepes (Ecuador), Angel Vega (Bolivia), Federico Guendel (Costa Rica), Patricia Ponce (Colombia) y Jorge Medoza (Venezuela) quienes contribuyeron amablemente con información sísmica para el estudio de algunos terremotos de Perú.

A fin de concluir con esta tesis, el Dr. Hernán Montes (Director Técnico del IGP) y el Ing. Alberto Giesecke (Director de CERESIS) confiaron y me apoyaron brindándome el tiempo necesario para tal objetivo. Debo mencionar también al Dr. José Macharé, a la Lic. Gloria Marín y a Don Edmundo Vila quienes siempre me inculcaron seguir hacia delante.

Deseo expresar mi agradecimiento a la Agencia Española de Cooperación Internacional (AECD) por intermedio del Instituto de Cooperación con Iberoamérica (ICI), que me subvencionó parte de este trabajo a través del programa de becas para realizar estudios de Postgrado en España.

El haber llegado a concluir esta tesis, en gran parte el mérito es de Ruth, mi esposa, que en muchas etapas de la misma me ha inspirado y demandado constantemente finalizar mi trabajo. Durante todo este tiempo, su esfuerzo, su compañía y su amor han sido siempre el centro de un profundo interés por los dos. Ella está presente allí donde las palabras no pueden expresar mis sentimientos.

Mi gratitud a Mourad Bezzeghoud por su amistad y constante apoyo, principalmente en los momentos cuando las fuerzas disminuyen. Nuestras numerosas charlas y discusiones sobre terremotos, siempre terminaban en sugerencias y consejos y ello ha contribuido enormemente a enriquecer esta tesis.

Debo dejar constancia de mi eterna gratitud a quien en vida fue el Dr. Manuel Chang Ching (ex-presidente del Instituto Geofísico del Perú - IGP). Manuel me dio la oportunidad de ingresar al IGP y formar parte de su equipo de investigación. Durante todos los años que a su lado trabajé, siempre conté con su soporte y fue su confianza la que me permitió asumir responsabilidades dentro de la institución. Su apoyo fue primordial para realizar mis estudios en la Universidad París VII (Laboratorio de Sismología del Instituto de Física del Globo de París) y en la Universidad Complutense de Madrid (Departamento de Geofísica). Gracias Manuel donde quiera que estés.

En estas líneas debo mencionar mi agradecimiento a Leandro Rodríguez, profesor, compañero y amigo desde mi llegada al IGP. Mi continuidad en la sismología en cierto modo se lo debo a él y es imposible que el tiempo borre todo lo que a su lado aprendí. Además, de nuestras tertulias sobre los terremotos, sobre la vida y la familia, siempre surgían nuevas inquietudes a fin de dar sentido a nuestra existencia. Más allá de la ciencia, el fútbol es otra de las pasiones que contribuyó a reforzar nuestra amistad.

Por otro lado, mis constantes y largas estancias en Lima me han permitido formar parte de la familia Rodríguez-Cáceres, por todo no puedo olvidar a Giovanna, Henry, Javier y a Doña Zoila Valverde.

Así mismo, quisiera agradecer a las personas que me dieron la oportunidad de tomar contacto con la sismología durante las campañas de microsismicidad que se realizaron en Perú con el apoyo de la misión francesa ORSTOM (1985-1987); Louis y Catherine Dorbath, Armando Cisternas y Jack Deverchere. Tampoco puedo olvidar el apoyo y confianza brindada por Henry Poupon, ex-director de la misión ORSTOM en Perú. En París, debo recordar a Anne Deschamps, Helene Lyon-Caen y Raul Madariaga. Gracias a todos.

Mi estancia en Madrid ha sido satisfactoria y plena de seguridad gracias a Don Alberto Ferreiro y a Doña María de los Angeles Prado quienes hicieron de anfitriones y padres durante todos los días de cada año que permanecí en Madrid, su apoyo fue primordial principalmente durante los dos últimos años. Así mismo, la amistad de Elpidio, Columba, Antonio, Clemen, Luis, Magdalena, Hernan y Lucia me permitió disfrutar del calor latino y pasar días agradables especialmente durante las fiestas familiares.

Así mismo, en estos momentos en que concluyo esta memoria, debo recordar a mi familia; quienes siempre me apoyaron, confiaron y sufrieron mi ausencia.

La amistad y el cariño en el sentido más amplio de la palabra, la he compartido con las cuatro Marias compañeras en los estudios de doctorado: Maria del Carmen Lasa, Maria Esther Perez, Maria del Pilar Coca y Maria Felicidad Bógalo. Sepáis vosotras que nunca os olvidare.

Finalmente, deseo hacer presente mi agradecimiento por su amistad y compañerismo a Salvador, Mercedes, Oscar, Senén, Fátima, Juan Ignacio I, Juan Ignacio II, Carlos, Teresa, Manolo, Juanjo, Antonio, Beatriz, Abdesalam, Mariano, Cristina, ...

INDICE

INDICE

1.- INTRODUCCIÓN	1
2.- MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DEL MECANISMO FOCAL	5
2.1.- Introducción	5
2.2.- Polaridad de la onda P	7
2.3.- Modelización de ondas de volumen	9
2.4.- Análisis espectral	18
3.- PROCESAMIENTO DE LA SEÑAL SÍSMICA	21
3.1.- Introducción	21
3.2.- Respuesta instrumental	22
3.3.- Filtrado de la señal sísmica	23
3.4.- Preparación de los datos	25
4.- ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DE PERÚ	29
4.1.- La Cordillera Andina	30
4.2.- Sismicidad histórica	32
4.3.- Sismicidad instrumental	36

5.- MECANISMO FOCAL DE TERREMOTOS DE PERÚ	43
5.1.- TERREMOTOS CON FOCO SUPERFICIAL	49
5.1.1.- Introducción	49
5.1.2.- Terremoto del 17 de octubre de 1990	52
5.1.3.- Terremoto del 30 de mayo de 1990	58
5.1.4.- Terremoto del 4 de abril de 1991	66
5.1.5.- Terremoto del 5 de abril de 1991	73
5.1.6.- Terremoto del 12 de junio de 1995	83
5.1.7.- Terremoto del 3 de octubre de 1995a	89
5.1.8.- Terremoto del 3 de octubre de 1995b	99
5.1.9.- Terremoto del 21 de febrero de 1996	106
5.1.10.- Terremoto del 10 de marzo de 1996	117
5.1.11.- Terremoto del 12 de noviembre de 1996	123
5.1.11.1-Réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996	132
5.2.- TERREMOTOS CON FOCO INTERMEDIO	147
5.2.1.- Introducción	147
5.2.2.- Terremoto del 24 de mayo de 1991	150
5.2.3.- Terremoto del 6 de julio de 1991	156
5.2.4.- Terremoto del 13 de julio de 1992	166
5.2.5.- Terremoto del 20 de enero de 1994	172
5.2.6.- Terremoto del 12 de diciembre de 1994	178
5.2.7.- Terremoto del 2 de mayo de 1995	185
5.2.8.- Terremoto del 23 de septiembre de 1995	191

5.3.- TERREMOTOS CON FOCO PROFUNDO	199
5.3.1.- Introducción	199
5.3.2.- Terremoto del 17 de octubre de 1990	201
5.3.3.- Terremoto del 10 de enero de 1994	210
6.- INTERPRETACIÓN	223
6.1.- Introducción	223
6.2.- Geometría de la subducción	224
6.3.- Mecanismos focales y estado de los esfuerzos	227
6.3.1.- Resultados previos	227
6.3.2.- Resultados obtenidos en este estudio	232
6.4.- Características de la función temporal de la fuente sísmica	237
6.5.- Momento sísmico escalar y dimensiones de la fuente	241
6.6 - Distribución y estado de los esfuerzos	248
7.- CONCLUSIONES	263
8.- BIBLIOGRAFÍA	267
9.- ANEXOS	285
9.1.- Anexo-1. Espectros de terremotos con foco a profundidad superficial	287
9.2.- Anexo-2. Espectros de terremotos con foco a profundidad intermedia	343
9.3.- Anexo-3. Espectros de terremotos con foco profundo	381

CAPITULO 1

INTRODUCCION

El estudio del mecanismo focal de los terremotos tiene como finalidad determinar los procesos físicos que tiene lugar en el foco de un terremoto a fin de conocer el estado de esfuerzos en la región focal. Este estudio puede abordarse desde un punto de vista cinemático o dinámico; sin embargo, en este trabajo nos limitaremos al enfoque cinemático. Los terremotos están asociados a fracturas; por lo tanto, al estudiar su mecanismo se pretende, entre otros parámetros, determinar la orientación de la fractura, función temporal de la fuente sísmica y las dimensiones de la misma (momento sísmico escalar y radio de fractura). El conocimiento del mecanismo focal de los terremotos permite obtener modelos de distribución de esfuerzos y la determinación de sus parámetros permite cuantificar los procesos físicos ocurridos en el foco. Existen diversos métodos para determinar el mecanismo focal de los terremotos y su aplicación se ha visto muy favorecido con el avance de la informática y por la disponibilidad hoy en día, de información sísmica digital de buena calidad, pudiendo realizarse estudios más detallados de los procesos físicos ocurridos en el foco sísmico en comparación con los datos analógicos obtenidos de la red WWSSN.

El objetivo principal del presente trabajo es determinar el mecanismo focal de 19 terremotos con magnitudes $m_b \geq 5.8$ seleccionados del total de la actividad sísmica ocurrida en Perú entre los años de 1990 y 1996. Estos terremotos a diferentes profundidades son representativos de la sismicidad de Perú. La determinación del

mecanismo focal de estos terremotos, permitirá conocer la orientación de la fractura, profundidad del foco, función temporal de la fuente sísmica, momento sísmico escalar y dimensiones de la fractura a fin de evaluar su relación con los diferentes procesos tectónicos que tienen lugar en el Perú. Así mismo, a partir de estos resultados se propone un modelo sismotectónico para el Perú. Los datos utilizados corresponden a registros sísmicos digitales de banda ancha de las redes IRIS, GEOSCOPE y GEOFON. Se utilizan tres métodos para determinar el mecanismo focal de los terremotos: polaridad de la onda P, modelización y análisis espectral de ondas de ondas de volumen. La aplicación de estos métodos al estudio de terremotos de Perú y el uso de información sísmica digital permite obtener primera vez detalles de los parámetros del mecanismo focal de un conjunto de terremotos ($m_b \geq 5.8$) distribuidos en las zonas de mayor índice de sismicidad.

El presente trabajo está organizado de acuerdo con el siguiente esquema:

En el capítulo 2 se presenta brevemente los tres métodos utilizados para el cálculo de los parámetros que definen el mecanismo focal de los terremotos: polaridad de la onda P, modelización de ondas de volumen para una fuente puntual en el campo lejano y análisis espectral de ondas de volumen.

En el capítulo 3 se describe las principales características de los datos digitales de banda ancha utilizados en el presente trabajo, así como el procedimiento seguido para la selección de la información y la preparación de los datos.

En el capítulo 4, se realiza una descripción detallada de las características de la sismicidad de Perú. Para tal objetivo, se hace referencia a la sismicidad histórica para el periodo 1513-1959 para terremotos con $I_0 > VIII$ MM (Mercalli Modificada). La sismicidad instrumental se analiza según la profundidad de los sismos: terremotos con foco superficial ($h \leq 60$ km), intermedio ($60 < h \leq 350$ km) y profundo ($h > 350$ km). La elaboración de secciones verticales para los hipocentros, permite tener mejor visión de la distribución de la sismicidad.

En el capítulo 5, se presenta los resultados de los mecanismos focales de los 19 terremotos analizados en este estudio aplicando los métodos descritos en el capítulo 2. El capítulo 5, esta constituido por tres subcapítulos. El capítulo 5.1: se presenta los resultados obtenidos para los mecanismos focales de 10 terremotos con foco a profundidad superficial, el capítulo 5.2: los resultados obtenidos para los mecanismos focales de 7 terremotos con foco a profundidad intermedia y en el capítulo 5.3 los resultados para los mecanismos focales de 2 terremotos con foco profundo. En cada uno de todos estos apartados, se discuten los resultados obtenidos para cada terremoto y se comparan con los determinados por otros autores.

En el capítulo 6 se realiza la interpretación de los mecanismos focales obtenidos en el capítulo 5 en función de su profundidad y de las características de la función temporal de la fuente sísmica, a fin de evaluar a los diferentes procesos de ruptura asociados a cada terremoto. Así mismo, en este capítulo se evalúa la relación entre el momento sísmico escalar, las dimensiones de la ruptura y la magnitud de los terremotos a fin de conocer la caída de los esfuerzos y los esfuerzos medios aparentes para terremotos con foco a profundidad superficial, intermedia y profunda. Por último, se realiza un análisis detallado de la orientación y distribución de los ejes P y T para los tres rangos de profundidad establecidas. Estos resultados permiten elaborar un modelo sismotectónico para el Perú en función de la actividad sísmica superficial e intermedia.

En el capítulo 7 se presenta las conclusiones obtenidas en el desarrollo del presente estudio.

Las referencias bibliográficas de las que se hace uso durante el desarrollo de este trabajo, se presentan en el capítulo 8.

Finalmente, en capítulo 9 se presenta en forma de tres anexos los espectros de amplitud del desplazamiento de ondas de volumen utilizados para calcular las dimensiones medias del momento sísmico escalar y radio de fractura de cada uno de los terremotos analizados en este trabajo.

CAPITULO 2

MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DEL MECANISMO FOCAL

2.1.- Introducción.

Los métodos sismológicos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos se basan en el análisis de las ondas sísmicas. Este procedimiento es conocido como método inverso; es decir, a partir de las observaciones o registros del terremoto en diferentes estaciones, hay que deducir los parámetros que definen los procesos físicos ocurridos en el foco. En este planteamiento, se supone conocidas las propiedades físicas del medio en que se propaga el terremoto, debido a que el sismograma es la convolución de los procesos físicos ocurridos en el foco con los efectos de propagación del rayo en un medio elástico. A estos efectos hay que unir los del instrumento, ya que dependiendo del mismo, el registro que se obtiene para un terremoto en la misma estación varía.

En general, los terremotos están asociados a fracturas en la corteza; por lo tanto, los modelos del mecanismo focal son modelos mecánicos que representan el fenómeno físico de la ruptura. El modelo más simple para representar la fuente sísmica es el de foco puntual, en el que todos los procesos se reducen a un punto denominado foco sísmico (Love, 1920; Nakano, 1923). A partir de este modelo, se desarrollaron los primeros métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. El primer método para obtener la orientación del mecanismo focal, está basado en la distribución de los signos del primer impulso de la onda P (Byerly, 1926) y es de fácil aplicación hoy en día debido al aumento de las estaciones de registro y al desarrollo de nuevos algoritmos.

El método de modelización de ondas de volumen, constituye un gran aporte para determinar los parámetros del mecanismo focal y las características de la fuente sísmica. El método consiste en comparar las ondas internas P, SV y SH observadas a distintos acimutes y a distancias comprendidas entre $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$, con los sismogramas teóricos calculados para un determinado mecanismo definido por la orientación del plano de falla, la función temporal de la fuente sísmica, el momento sísmico escalar y la profundidad del foco (Kanamori y Stewart, 1976; Deschamps et al, 1980; Nabelek, 1984). Este método ha sido aplicado para el estudio de las zonas sísmicas de muchas regiones de la Tierra, permitiendo sugerir diferentes modelos de ruptura característicos para cada región. Estos modelos, han mostrado en algunos casos la existencia de múltiples puntos de liberación de energía separadas en distancia y tiempo sobre el mismo plano de falla. Un método adicional consiste en calcular el momento sísmico escalar (M_0) a partir del área contenida bajo el pulso de la forma de onda en cada estación una vez que se ha corregido por el patrón de radiación, por el efecto de la superficie libre, por el coeficiente de expansión geométrica (Boatwright, 1980b) y calcular un valor promedio. El método del análisis espectral de ondas de volumen, ha permitido determinar el momento sísmico escalar (M_0) y el radio de ruptura de los terremotos (r) a partir del espectro de amplitud del desplazamiento de las ondas sísmicas, tanto para el modelo de falla rectangular (BenMenahen, 1962; Haskell, 1964), como para el de falla circular (Brune, 1970). Los espectros de ondas de volumen, contienen importante información sobre el proceso de ruptura de los terremotos y a partir del trabajo desarrollado por Hanks y Wyss (1972) para el campo lejano, el método ha sido ampliamente aplicado para el estudio de los terremotos.

Estos métodos han experimentado una notable mejora con el desarrollo de redes sísmicas digitales de banda ancha, ya que debido a la calidad de los datos es posible obtener mayor información sobre los procesos físicos de los terremotos. En este capítulo se expone brevemente tres métodos para determinar algunos de los parámetros que definen el mecanismo focal de los terremotos y que serán utilizados en este trabajo.

2.2.- Polaridad de la onda P.

Este método usa el signo del primer impulso de la onda P y se basa en la forma de su patrón de radiación, que para un modelo de foco puntual está representado por un doble par de fuerzas sin momento resultante. El patrón de radiación de la onda P es en cuatro cuadrantes de signo alternativo; es decir, amplitudes positivas y negativas separadas por dos planos ortogonales, uno de los cuales corresponde al plano de falla y el otro es un plano auxiliar, normal al primero (Figura 2.1). Para corregir el efecto de la curvatura del rayo en el interior de la Tierra, se realiza la reducción de los puntos sobre la superficie de una esfera focal, esfera de radio unidad y con centro en el foco sísmico. De esta manera, la fuente se reduce a un foco puntual que corresponde a una fractura de cizalla representada por un doble par de fuerzas cuya orientación puede ser conocida a partir de sus planos nodales definidos por el azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento (Figura 2.2), por la orientación de los ejes $X(\Theta_X, \Phi_X)$, $Y(\Theta_Y, \Phi_Y)$ (polos de los planos nodales) o por la orientación de los ejes $P(\Theta_P, \Phi_P)$ y $T(\Theta_T, \Phi_T)$ (presión y tensión) (Nakano, 1923; Byerly, 1926; Köning, 1942; Ritsema, 1955). Hay que tener en cuenta que debido a la ortogonalidad de los ejes bastan tres ángulos para definir la orientación de la fractura. Sin embargo, este método no permite definir cual de los dos planos nodales corresponde al plano de falla. Para salvar este inconveniente, es necesario contar con información adicional, tal como distribución de réplicas o estudios de tectónica regional.

Las primeras técnicas desarrolladas para la aplicación de este método eran gráficas (Byerly, 1926; Ritsema, 1955), hoy en día existen métodos numéricos para la determinación de la orientación de los planos nodales (Knopoff, 1961; Kasahara, 1963a; Wickens y Hogdson, 1967; Brillinger et al, 1980; Buform, 1983; Udías y Buform, 1988; Rivera y Cisternas, 1990). En el desarrollo del presente trabajo, se utilizará el método basado en el algoritmo de Brillinger et al, (1980) que permite determinar los parámetros del mecanismo focal a partir de una función de máxima verosimilitud que relaciona los valores observados (Y_i signo del primer impulso de la onda P en la estación i) con las amplitudes teóricas A_i que corresponden a una orientación de los ejes de presión y tensión (Θ_T, Φ_P, Φ_P) (Buform, 1983),

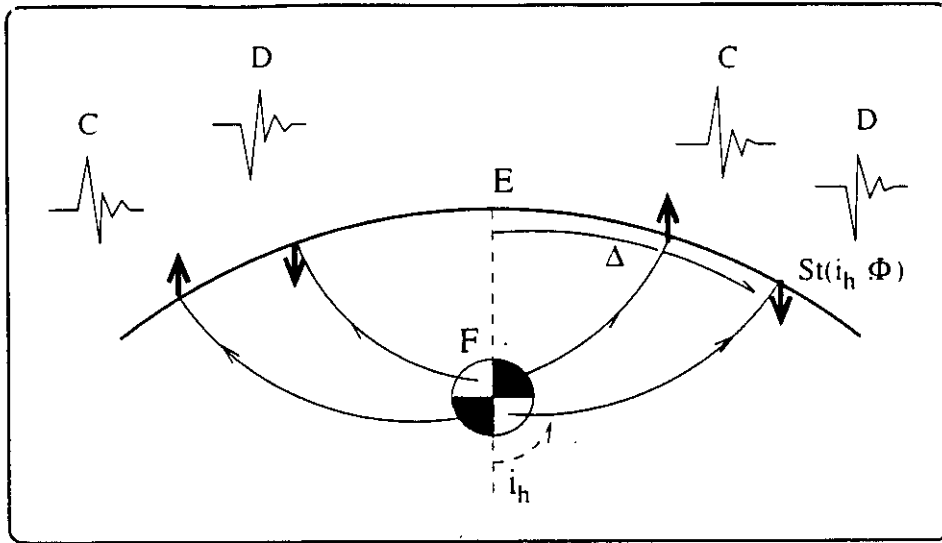


Figura 2.1.- Trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación y distribución de compresiones (cuadrante en negro) y dilataciones (en blanco) sobre la esfera focal y desplazamientos de la onda P en la superficie de la Tierra (Bufo, 1985).

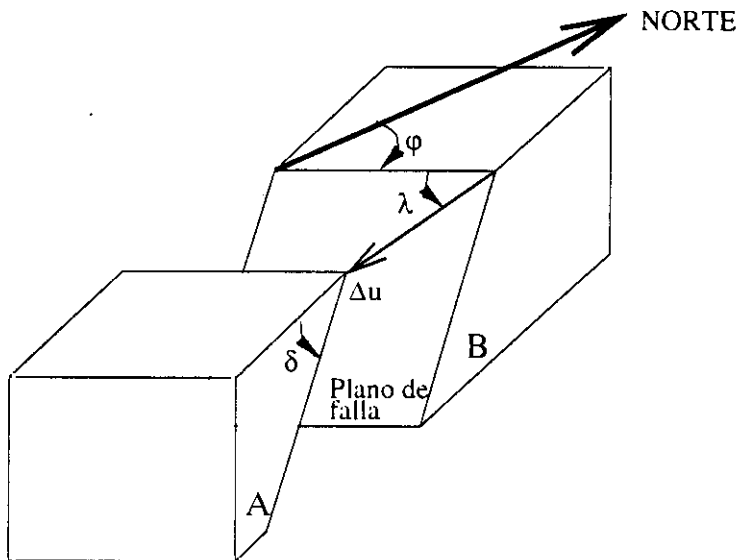


Figura 2.2. Parámetros que definen el movimiento de una falla: ϕ = azimut, δ = buzamiento y λ = ángulo de deslizamiento.

$$L = -\sum_{i=1}^N \log(1/2) [1 + Y_i(1 - 2\gamma)(2\Phi(A_i) - 1)] \quad 2.1$$

donde: N es el número de observaciones, γ representa los errores de lectura, A_i la amplitud teórica para la onda P normalizada a 1 en la estación i y Φ es la función cumulativa gaussiana.

Este método, permite determinar la orientación de los planos de falla (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), de los ejes principales de esfuerzo (tensión y presión), así como una estimación de las desviaciones típicas de cada uno de estos parámetros y un valor de la proporción de aciertos.

2.3.- Modelización de ondas de volumen.

La modelización de las amplitudes y formas de onda se basa en el cálculo de los sismogramas teóricos a partir de un modelo de fuente sísmica, definido por la orientación de la fractura (ϕ, δ, λ), el momento sísmico escalar (M_0), la profundidad (h) y la función temporal de la fuente sísmica ($F(t)$). Se utiliza un modelo de fuente puntual y dislocación de cizalla representada por un doble par de fuerzas sin momento resultante. La comparación entre el sismograma teórico y el observado permite ajustar por medio de un método de mínimos cuadrados los parámetros que definen el modelo. Para evitar la triplicación de rayos en el manto superior y las difracciones en el núcleo, el método utiliza registros sísmicos obtenidos a distancias telesísmicas comprendidas entre 30° y 90°, lo que permite considerar a la Tierra como un medio homogéneo (Figura 2.3) (Deschamps et al, 1980).

La componente vertical de la amplitud del desplazamiento de la onda P en el campo lejano y para un medio homogéneo, puede ser definida como (Kanamori y Stewart, 1976; Deschamps et al, 1980):

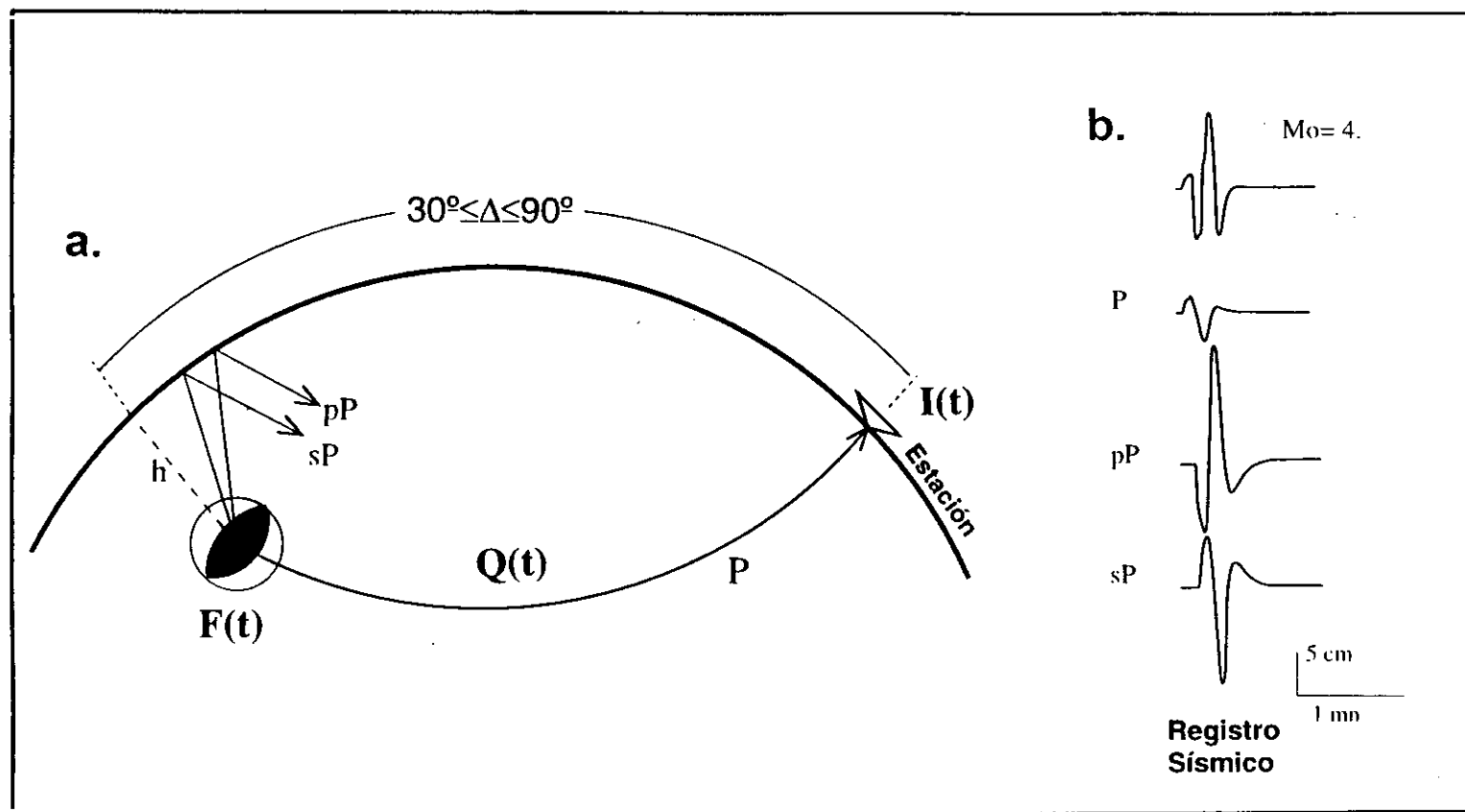


Figura 2.3.- a) Representación del cálculo de un sismograma teórico para una fuente puntual en el campo lejano. La función temporal de la fuente sísmica ($F(t)$) se combina con la atenuación del medio ($Q(t)$) y el instrumento ($I(t)$) mediante una operación de convolución. **b)** Sismograma teórico construido a partir de la onda P y de sus reflexiones en la superficie (Madariaga, 1985).

$$U_z^P = \frac{M_o}{4\pi\rho\alpha^3 a} \cdot g(\Delta) \cdot C(i_o) \cdot \left[\Re^P(\phi, i_h) \cdot F(t-t_p) + \right. \\ \left. \Re^{pP}(\phi, \pi - i_h) \Pi^{pP} \cdot F(t-t_{pP}) + \left(\frac{\alpha_h^2}{\beta_h^2} \right) \cdot \Re^{sP}(\phi, \pi - j_h) \Pi^{sP} \cdot F(t-t_{sP}) \right] \quad 2.2$$

En esta ecuación, el primer sumando corresponde a la onda P directa, el segundo a la onda pP y el tercero a la onda sP (Figura 2.3). Los diferentes términos de la ecuación 2.1 se refieren a:

- $M_o = \mu \Delta \bar{u} S$, momento sísmico escalar, (Aki, 1966) (μ es la rigidez del medio, $\Delta \bar{u}$ el desplazamiento medio sobre el plano de falla y S su área).

- ρ, α = densidad y velocidad de la onda P en el foco.
- β = velocidad de la onda S.
- a = radio de la Tierra.
- \Re^k = patrón de radiación de la onda (k representa a las fases P, pP y sP).
- (ϕ, i_h) = azimut y ángulo de incidencia en el foco para la onda P.
- j_h = ángulo de incidencia en el foco para la onda S.
- Π^{pP}, Π^{sP} = coeficientes de reflexión en la superficie libre para las ondas pP y sP (Deschamps et al, 1980).

- t_p = tiempo de llegada de la onda P directa.

- t_{pP}, t_{sP} = tiempo de llegada de las ondas pP y sP.

El término $g(\Delta)$ corresponde al coeficiente de expansión geométrica definido como (Kanamori y Stewart, 1976; Deschamps et al, 1980):

$$g(\Delta) = \sqrt{\frac{\rho_h \cdot \alpha_h \cdot \sin(i_h)}{\rho_o \cdot \alpha_o \cdot \sin(\Delta) \cdot \cos(i_o)}} \cdot \sqrt{\left| \frac{di_h}{d\Delta} \right|} \quad 2.3$$

siendo: α_h , ρ_h y α_o , ρ_o la velocidad y la densidad de la onda P en el foco y en la superficie. Los términos i_h y i_o corresponden a los ángulos de incidencia de la onda P en el foco y en la superficie y Δ la distancia epicentral

El coeficiente de corrección por el efecto de la superficie libre es definido como (Kanamori y Stewart, 1976; Deschamps et al, 1980):

$$C_z(i_o) = \frac{2 \cdot \cos(i_o) \cdot \cos(2j_o)}{\cos^2(2j_o) + \left(\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) \cdot \sin(2i_o) \cdot \sin(2j_o)} \quad 2.4$$

donde: α , β son las velocidades de las ondas P y S, los ángulos de incidencia de las ondas P y S en la superficie están representados por i_o y j_o .

En la Figura 2.3 se observa que el registro de un terremoto en el campo lejano, es el resultado de la convolución del desplazamiento del suelo generado por una fuente puntual $F(t)$ con la atenuación del medio y el instrumento de registro. Conocidas la atenuación y las características del instrumento, el desplazamiento puede ser fácilmente determinado. El proceso de ruptura de un terremoto depende del estado de los esfuerzos en la zona de estudio y puede ser muy complejo (Das y Aki, 1977; Kanamori y Stewart, 1978). La propagación de la ruptura sobre el plano de falla está representada por la función temporal de la fuente sísmica ($F(t)$). En la Figura 2.4a se muestra una representación para esta función (Deschamps et al, 1980), caracterizada por los tiempos τ_1 (tiempo de subida de la dislocación), τ_2 (tiempo de propagación total de la ruptura) y τ_3 (tiempo de parada de la ruptura). La función temporal de la fuente sísmica $F(t)$ describe la historia temporal de la ruptura y modula la liberación del momento sísmico. Esta es una de las funciones que se pretende calcular cuando se determina el mecanismo focal de cada terremoto. La atenuación anelástica del medio de propagación está definida con el término $t^* = T/Q$ (operador de Futterman), donde Q es el factor de calidad y T el tiempo de recorrido de la onda. Para distancias telesísmicas se puede aproximar, $t^* = 1$ para la onda P y $t^* = 4$ para la onda S (Deschamps et al, 1980).

Un procedimiento habitual antes de generar los registros teóricos de un terremoto es asignar un peso a cada estación. Con ello se pretende evitar los problemas derivados de la presencia de ruido en el registro o la mala cobertura azimutal de las estaciones. En este estudio se considera la segunda opción y se utiliza el algoritmo de McCaffrey et al, (1991) para asignar un peso a cada estación en función de la densidad de las estaciones con respecto a su azimut, de tal manera que las estaciones con el mismo azimut tienen menor peso durante el proceso de modelización. En concreto el peso de cada estación viene dado por la siguiente expresión:

$$p_j = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n e^{-(\Delta\varphi_{ij}/20)^2} \right)^{-1}} \quad j = 1, n \quad 2.5$$

$$\Delta\varphi_{ij} = \varphi_j - \varphi_i \quad i \neq j$$

donde: n es el número de estaciones y $\Delta\varphi_{ij}$ la diferencia entre el azimut de la estación i y j .

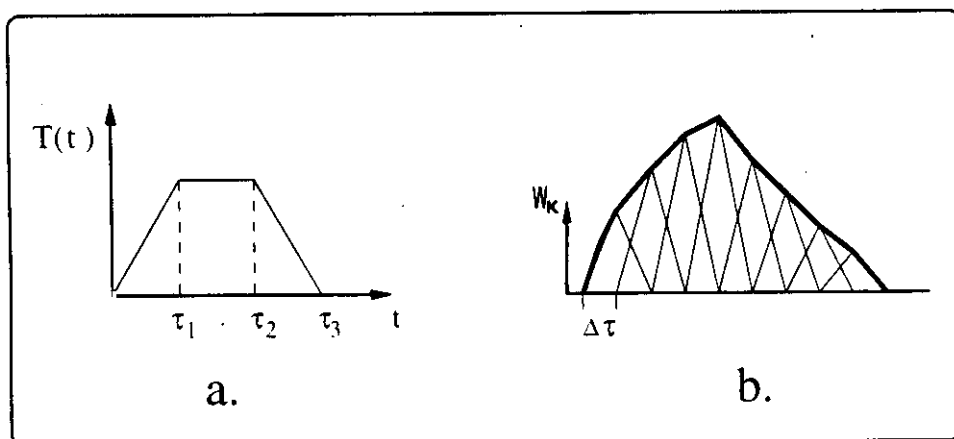


Figura 2.4.- a) Representación simple para la función fuente ($T(\tau)$) según Deschamps et al, (1980) y definición de τ_1 (tiempo de subida de la dislocación), τ_2 (tiempo de la propagación total de la ruptura) y τ_3 (tiempo de parada de la ruptura). **b)** Función temporal para una fuente puntual en el campo lejano, parametrizada por triángulos isósceles con una duración de $2\Delta\tau$ (Nabelek, 1984).

Para la modelización se ha utilizado la versión de McCaffrey et al (1991) del método de modelización iterativa desarrollado por Nabelek (1984). Este método permite modelar la forma y la amplitud de las ondas de volumen, a partir de un modelo de mecanismo definido por la orientación de sus planos de falla (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), el momento sísmico escalar (M_0), la profundidad (h) y la función temporal de la fuente sísmica ($F(t)$). La función $F(t)$ se construye mediante una serie de triángulos isósceles T (triángulo elemental) de longitud igual a $2\Delta\tau$ y amplitud variable W_k (Figura 2.4b):

$$F(t) = \sum_{k=1}^N W_k \cdot T(t - (k-1) \cdot \Delta\tau) \quad 2.6$$

donde: N representa el número de triángulos elementales y puede ser fijado en función de la longitud de T y de la duración estimada para la fuente sísmica.

El ajuste entre los registros teóricos y observados se realiza mediante un proceso iterativo de mínimos cuadrados que permite obtener las amplitudes relativas de las fases directas y reflejadas teóricas que minimizan los residuos. En la práctica, esta minimización se logra variando cada uno de los parámetros del de mecanismo focal definido a priori, siendo el mejor ajuste evaluado por el RMS de la solución,

$$RMS = \sqrt{\frac{(d - m(p))^T \cdot C_{do}^{-1} \cdot (d - m(p))}{d^T \cdot C_{do}^{-1} \cdot d}} \quad 2.7$$

donde: d representa las amplitudes de los sismogramas observados en cada estación utilizada en la modelización, m son las amplitudes de los sismogramas teóricos dadas por la ecuación 2.2 en la que intervienen los parámetros (p) que tratamos de calcular (ϕ , δ , λ , h , M_0 y $F(t)$) convolucionada con la respuesta instrumental y la atenuación del

medio, T define la transpuesta de la matriz y C_{do} es la matriz de la covarianza de los sismogramas observados.

En la práctica, si se pretende calcular los 6 parámetros que definen la fractura (φ = azimut, δ = buzamiento, λ = ángulo de deslizamiento, M_0 = momento sísmico escalar, h = profundidad y $F(t)$ = función temporal de la fuente sísmica) sin fijar a priori algunos de ellos, a menos que se tenga un número grande de observaciones y una buena cobertura azimutal, es difícil encontrar una solución con valores pequeños de RMS. Por esta razón, se suele iniciar el proceso iterativo fijando algunos de los parámetros que pueden haber sido determinados a priori con otros métodos. Por ejemplo, se puede fijar la orientación de los planos de falla que se han calculado previamente usando la polaridad de la onda P. El número de iteraciones que se realiza es variable y de acuerdo al grado de correlación logrado entre los registros teóricos y observados, el proceso se termina cuando se obtiene un valor mínimo para el RMS de la correlación.

Así mismo, este método permite ajustar correctamente la profundidad de los terremotos debido a que en la generación de los registros teóricos, el algoritmo considera, además de la fase P directa, a las fases reflejadas en la superficie libre comúnmente denominadas fases de profundidad (pP, sP). Si la profundidad del foco aumenta, la diferencia entre los tiempos de llegada de las fases t^P , t^{pP} y t^{sP} se incrementan proporcionalmente al incremento en la profundidad; por lo tanto, las fases P, pP y sP están bien identificadas y por ende permiten obtener un buen ajuste de la profundidad del foco. En la Figura 2.5 se muestra un ejemplo de cómo afecta la variación en la profundidad al registro de un terremoto. La Figura 2.5 corresponde a los registros observados (registro superior) y teóricos (registro inferior) de tres terremotos con foco a diferente profundidad y para los cuales se ha mantenido fija la orientación de la fractura y el momento sísmico escalar. La Figura 2.5a corresponde a un terremoto superficial que se ha modelado a 10, 18 y 25 km de profundidad. La Figura 2.5b a un sismo intermedio modelado a 90, 107 y 120 km de profundidad y en la Figura 2.5c a un terremoto profundo con foco a 560, 612 y 650 km. Obsérvese como al aumentar o disminuir la profundidad del foco, aumenta la separación entre las fases P, pP y sP, siendo obtenido el mejor ajuste para profundidades de 18, 107 y 612 km.

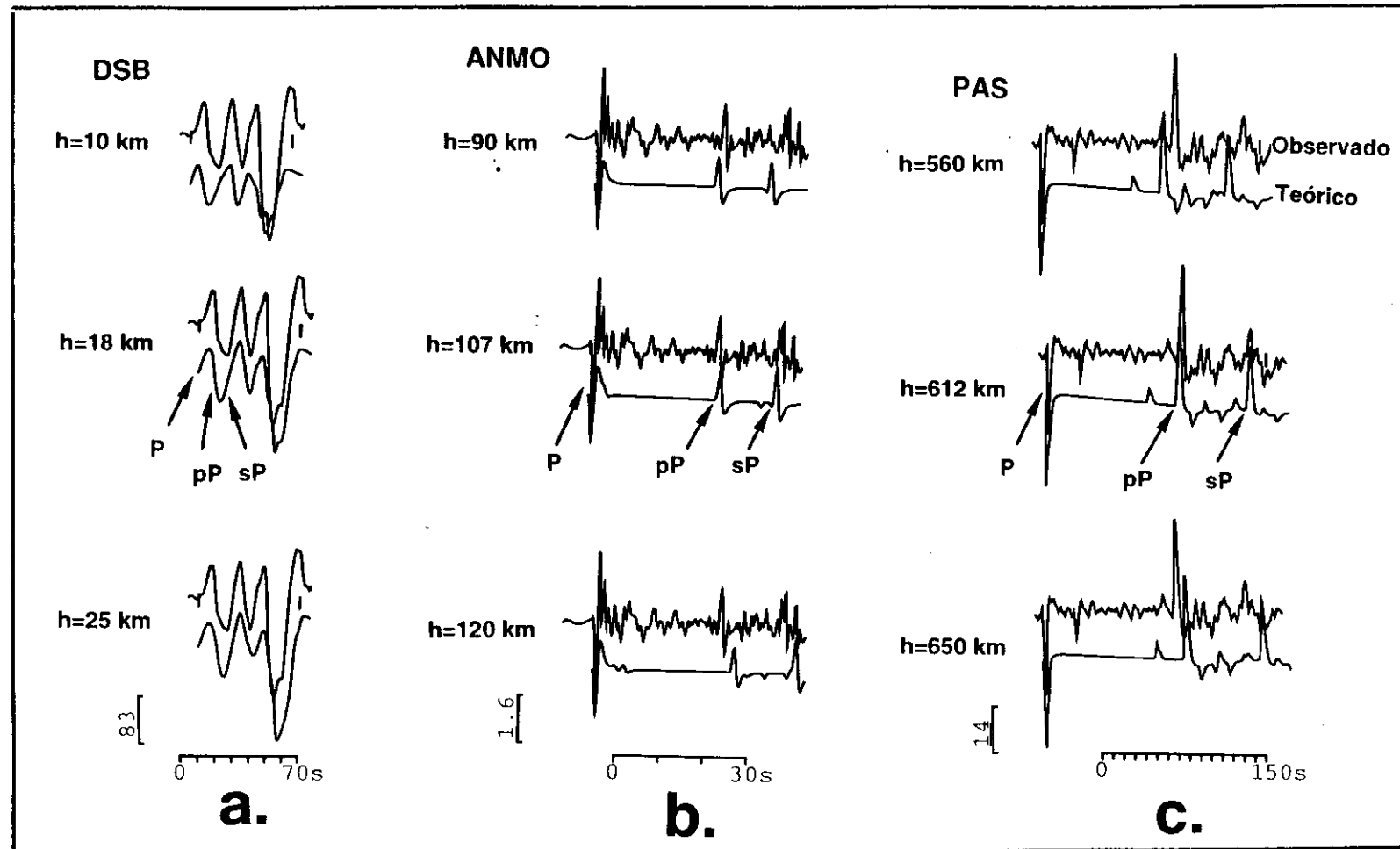


Figura 2.5.- Correlación entre el registro observado (registro superior) y teórico (registro inferior) para un terremoto con foco a profundidad superficial (a.), intermedia (b.) y profundo (c.). Obsérvese la diferencia en el tiempo de llegada entre la fase P directa y las fases pP, sP para el ajuste de la profundidad del foco del terremoto. En el extremo izquierdo del primer registro se indica la el código de la estación. La escala de amplitud está en micras.

El momento sísmico escalar (M_o) y la complejidad de la fuente sísmica pueden ser determinados a partir de la simple representación de la forma de la onda en el campo lejano. De acuerdo a la ecuación 2.1, este método es directamente aplicable al estudio de terremotos con foco profundo debido a que, a diferencia de los terremotos con foco superficial e intermedio, la fase directa P y las fases reflejadas en la superficie libre (pP, sP) llegan suficientemente separadas en el tiempo y dado que a distancias entre 30° y 90° la atenuación no afecta al registro, estas fases pueden estudiarse independientemente (Figura 2.5c) (Fukao, 1970; Deschamps et al, 1980). Una vez realizada la deconvolución del registro con la respuesta instrumental, el momento sísmico escalar puede ser calculado a partir del área contenida bajo el pulso de la onda en desplazamiento (Boatwright, 1980b),

$$M_o = 4\pi\rho\alpha^3 \cdot a \cdot \left[\frac{A^P}{g(\Delta) \cdot C(i_o) \cdot \mathfrak{R}^P} \right] \quad \text{onda P.} \quad 2.8$$

$$M_o = 4\pi\rho\alpha^3 \cdot a \cdot \left[\frac{A^{pP}}{g(\Delta) \cdot C(i_o) \cdot \mathfrak{R}^{pP} \cdot \Pi^{pP}} \right] \quad \text{onda pP}$$

$$M_o = 4\pi\rho\alpha^3 \cdot a \cdot \left[\frac{A^{sP}}{v_h^2 \cdot g(\Delta) \cdot C(i_o) \cdot \mathfrak{R}^{sP} \cdot \Pi^{sP}} \right] \quad \text{onda sP}$$

donde: A corresponde al área contenida bajo el pulso de la onda y $v_h = \alpha/\beta$ (α , β velocidad de las ondas P y S en el foco). Los otros términos fueron definidos anteriormente. Para la aplicación de esta técnica, es necesario conocer previamente la orientación del mecanismo focal y la profundidad del foco para realizar correctamente el cálculo de \mathfrak{R}^k , $g(\Delta)$, $C(i_o)$ y Π^k ($k = P, pP, sP$).

2.4.- Análisis espectral.

El análisis espectral de las ondas sísmicas, ha permitido observar que el espectro de la amplitud de la onda es proporcional a las dimensiones de la fuente sísmica (Ben-Menahem et al, 1965; Brune, 1970; Hanks y Wyss, 1972) y presenta dos características importantes (Figura 5.6): una parte plana proporcional al momento sísmico escalar en las frecuencias bajas (Ω_0) y una caída del espectro a partir de una frecuencia f_c , llamada frecuencia esquina, que es inversamente proporcional a las dimensiones de la fractura (Hanks y Wyss 1972; Thacher 1972; Wyss y Hanks 1972). Estas dos características, comunes para los modelos de fractura circular (modelo de Brune) y rectangular (modelo de Haskell), permiten calcular los parámetros que definen las dimensiones de la fractura de los terremotos.

Si se considera una caída total de los esfuerzos, la expresión que permite obtener el momento sísmico escalar para las ondas internas (P y S) es:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\alpha^3 \cdot a \cdot \Omega_0 \cdot e^{\left(\frac{\alpha r}{\alpha Q}\right)}}{g(\Delta) \cdot C(i_0) \cdot \mathfrak{R}(\phi, \delta, \lambda, i_h)} \quad 2.9$$

donde: ρ y α son la densidad y velocidad de las ondas en el foco (P y S), a es el radio de la tierra, Ω_0 es la parte plana del espectro de la amplitud del desplazamiento de las ondas P y S, el término de la exponencial representa la atenuación anelástica, $g(\Delta)$ y $C(i_0)$ son el coeficiente de expansión geométrica y la corrección por el efecto de la superficie libre, $\mathfrak{R}(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ es el patrón de radiación definido por la orientación de la fractura y las coordenadas de la estación.

Para un modelo de falla circular, el radio de fractura puede ser determinado a partir de la frecuencia esquina (f_c) mediante la siguiente expresión (Brune, 1970; Hanks y Wyss, 1972):

$$r = \frac{2.34 \cdot (\alpha, \beta)}{2\pi \cdot f_{(\alpha, \beta)}} \quad 2.10$$

donde: α y β corresponde a la velocidad de las ondas P o S en el foco y $f_{(\alpha, \beta)}$ es el valor de la frecuencia esquina para las ondas P o S.

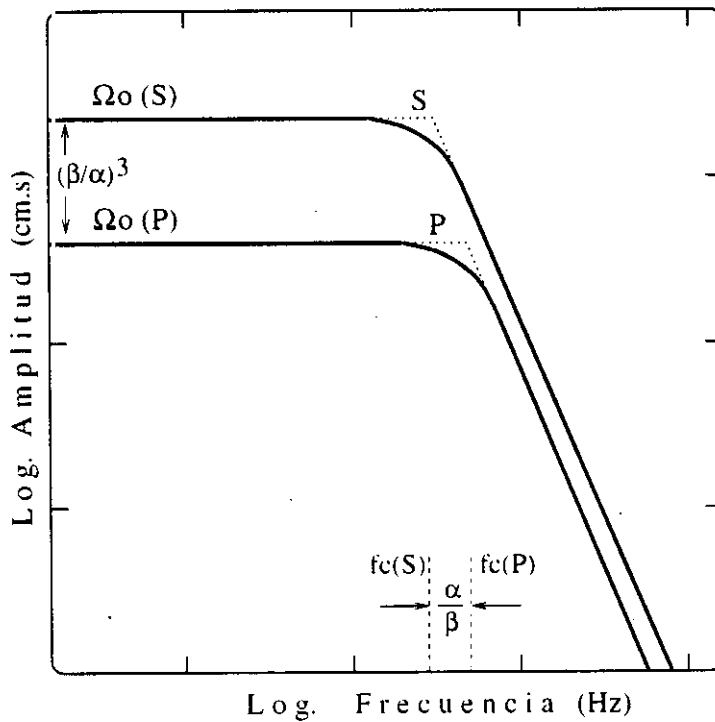


Figura 2.6.- Espectros teóricos para ondas P y S según el modelo de fractura circular de Brune (Hanks y Wyss, 1972); $\Omega_0(P,S)$ = parte plana del espectro de la amplitud de las ondas internas, $f_c(P,S)$ = frecuencia esquina para las ondas internas y α, β = velocidad de las onda P y S.

Conocidos los valores del momento sísmico escalar (M_0) y el radio de la fractura (r), se puede calcular otros parámetros como la caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$) y el esfuerzo medio aparente ($\eta\sigma$) a partir de las siguientes relaciones (Kanamori y Anderson, 1975):

$$\log M_0 = \frac{3}{2} \cdot \log(S) + \log\left(\frac{16\Delta\sigma}{7\pi^{3/2}}\right) \quad 2.11$$

$$\log M_0 = 1.5 \cdot M_s + \log\left(\frac{\eta\sigma}{\mu}\right) \quad 2.12$$

La caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$) define la diferencia de los esfuerzos de cizalla antes y después de producirse la fractura, mientras que el esfuerzo medio ($\eta\sigma$) está relacionado con la resistencia del material en el que se produce la fractura. Por lo tanto, debe esperarse que terremotos interplaca (zonas débiles) presenten valores más bajos de $\Delta\sigma$ y $\eta\sigma$ que los terremotos intraplaca (zonas continentales). Sin embargo, Kanamori y Anderson (1975) han concluido que tanto la caída de esfuerzos como el esfuerzo medio son constantes con la magnitud para todos los terremotos con valores entre 1-10 MPa.

CAPITULO 3

PROCESAMIENTO DE LA SEÑAL SISMICA

3.1.- Introducción.

Para el desarrollo del presente trabajo los datos utilizados corresponden a sismogramas de banda ancha, que representan el movimiento del suelo producido por un terremoto en función del tiempo incluyendo los efectos de propagación en el medio y el instrumento de registro. El uso de la información proveniente de la red sísmica mundial WWSSN desde los años 60, permitió tener un primer conocimiento de los procesos de ruptura de los terremotos; sin embargo, el principal inconveniente de esta red era su registro analógico y la respuesta instrumental de sus sismómetros, plana en un rango de frecuencias muy pequeña (sismómetros de periodo corto centrados en 1 segundo y de periodo largo en 15 segundos). La necesidad de disponer de datos de buena calidad que permitieran realizar estudios más detallados sobre los procesos de ruptura de los terremotos propició, a partir de los años 80, el desarrollo de instrumentos con registro digital y respuesta plana en un rango mayor de frecuencias, entre 0.01-10 Hz (Romanowicz et al, 1984; Petersen y Hutt, 1989). Este tipo de sismómetro fue la base para la instalación a escala mundial de nuevas redes sísmicas digitales a finales de los años 80, tal como IRIS, GEOSCOPE, GEOFON, POSEIDON, MEDNET, CDSN, etc.

Hoy en día, estas estaciones presentan características similares; por lo tanto, la homogeneidad de los datos ha permitido identificar que la complejidad en el sismograma es debida a los procesos de ruptura de un terremoto. Así mismo, la

manipulación directa de la señal sísmica mediante la aplicación de filtros ha permitido seleccionar diferentes bandas de frecuencia de acuerdo al interés de las investigaciones. Estas cualidades ponen de manifiesto la importancia de los registros digitales.

3.2.- Respuesta instrumental.

La respuesta instrumental del instrumento, está definida por una función de variables complejas en el dominio de las frecuencias y que representa al producto de una serie de funciones correspondientes a las diferentes etapas de la adquisición de los datos: sismómetro, amplificador, filtro analógico, convertidor analógico-digital y filtro digital (Hutt, 1993). Esta función, puede ser más o menos compleja según la forma de su respuesta instrumental. Para las estaciones digitales de banda ancha la función de transferencia de los instrumentos de registro se define como:

$$I(\omega) = S_d \cdot A_o \cdot \frac{\prod_{n=1}^N (i\omega - z_n)}{\prod_{m=1}^M (i\omega - p_m)}$$

donde:

$\omega = 2\pi f$ (f = frecuencia en Hz).

N, M = número de ceros y polos.

z_n, p_m = ceros y polos instrumentales.

A_o = factor de normalización.

S_d = factor de escala o sensibilidad del sistema.

El número y el valor de los ceros y polos, así como A_o y S_d dependen del tipo de instrumento (velocidad, desplazamiento o aceleración) y son valores que el fabricante proporciona. En la Figura 3.1 se muestra como ejemplo la curva de respuesta instrumental de la estación ISA de la red IRIS. Este tipo de respuesta instrumental, llamada de banda ancha (BB), se caracteriza por presentar respuesta plana en un rango de frecuencia muy amplia, entre 0.01-10 Hz y a diferencia de los antiguos sismómetros

permite obtener una señal proporcional al desplazamiento, velocidad o aceleración del suelo. La naturaleza digital del registro de este tipo de instrumentos (banda ancha), permite tener sensibilidad en un rango dinámico del orden de 144 db.

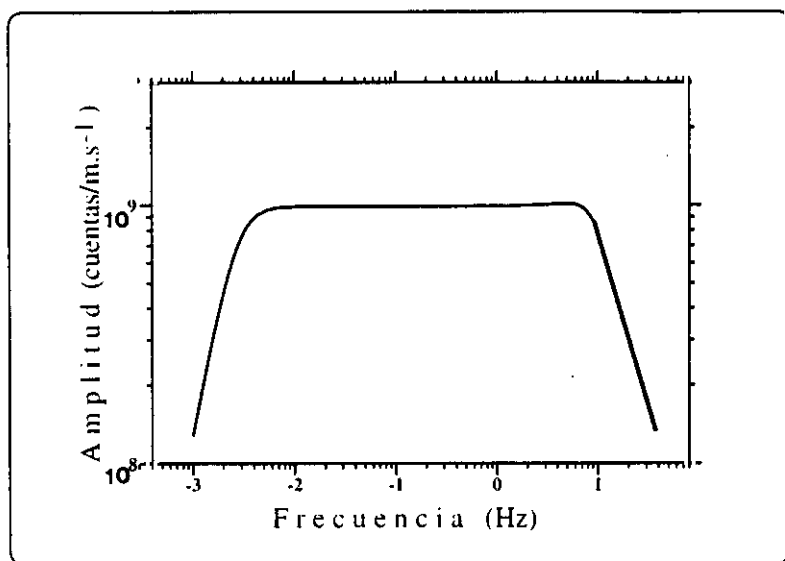


Figura 3.1.- Ejemplo de la curva de respuesta instrumental para las estaciones de banda ancha.

3.3.- Filtrado de la señal sísmica.

Uno de los problemas más comunes en el tratamiento de las señales sísmicas, es la presencia de ruido en el registro del terremoto. En la Figura 3.2, se muestra cinco registros sísmicos de estaciones localizadas entre 59°-86° de distancia epicentral conteniendo ruido de diferentes frecuencias que interfieren y distorsionan la señal sísmica correspondiente a un terremoto con foco a 152 km de profundidad. Este problema, plantea la necesidad de utilizar filtros para eliminar este ruido; sin embargo, con este procedimiento frecuentemente se corre el riesgo de eliminar información

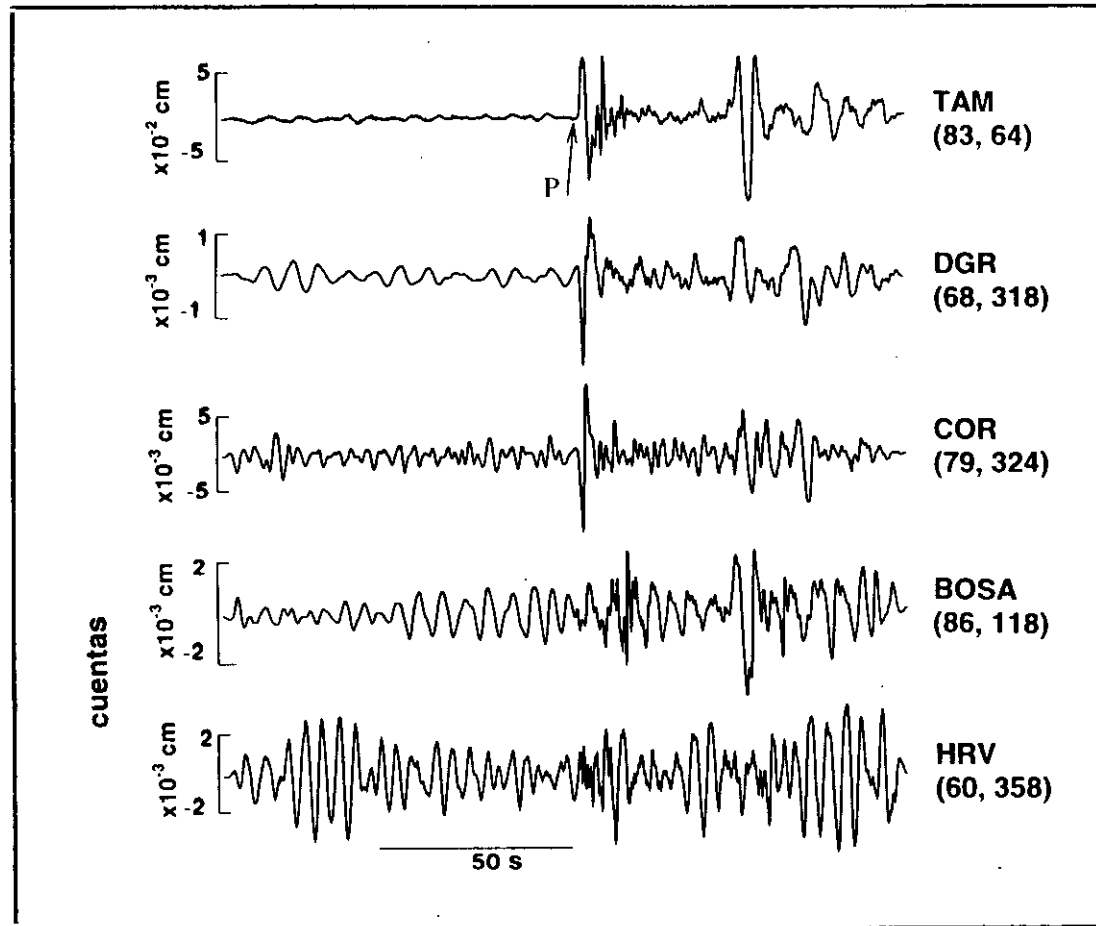


Figura 3.2.- Sismogramas digitales de estaciones de la red GEOSCOPE (TAM) e IRIS (DGR, COR, BOSA, HRV) con contenido de ruido de diferente frecuencia. Los registros corresponden a un terremoto de magnitud $m_b=5.9$ y foco a una profundidad de 152 km. En el extremo derecho de la figura, se indica el código de la estación y entre paréntesis la distancia epicentral y el azimut en grados.

proveniente de la fuente. La incorrecta aplicación de un determinado filtro paso alto o pasa bajo, puede distorsionar la señal permitiendo que la fuente sea estudiada a una frecuencia que probablemente no corresponda a su proceso real de ruptura (Bezzeghoud, 1987).

Un criterio para elegir un determinado filtro, es el de evaluar previamente la relación señal/ruido (Bezzeghoud et al, 1989), de esta manera solo se utilizarán aquellas señales que superen un umbral prefijado para esta relación. En la Figura 3.3 se presenta dos ejemplos del espectro de amplitud del desplazamiento de la señal sísmica en comparación con el espectro del ruido que precede al registro del terremoto. En la Figura 3.3a, el registro corresponde a la estación de COR de la red IRIS y presenta una relación señal/ruido menor a 50; por lo tanto, no debería ser utilizado en el cálculo de los parámetros de la fuente sísmica sin antes filtrar la señal. Contrariamente, el registro de la estación de SFUC de la red GEOFON presenta una relación señal/ruido mayor a 100 poniendo en evidencia la calidad de la información contenida en este tipo de registro (Figura 3.3b). Estos dos ejemplos, muestran la importancia de definir bien un umbral para la relación señal/ruido a efectos de seleccionar la información sísmica que va a utilizarse en el cálculo de los parámetros de la fuente sísmica de los terremotos. En el presente trabajo, la totalidad de los registros sísmicos utilizados son originales; es decir, no fueron sometidos a ningún proceso de filtrado. Para estos registros, siempre se cumplía que la relación señal/ruido era mayor a 100, considerándose este valor óptimo para una buena explotación de los registros de un terremoto.

3.4.- Preparación de los datos.

Los registros de banda ancha y sus respectivas respuestas instrumentales han sido obtenidos por intermedio de los servidores de IRIS, GEOSCOPE y GEOFON. Dos tipos de registro han sido analizados para cada terremoto,

- a) Registros de onda P y S (componentes NS, EW) correspondientes a los canales BHZ, BHN y BHE con una relación de muestreo de 20 puntos por segundo.

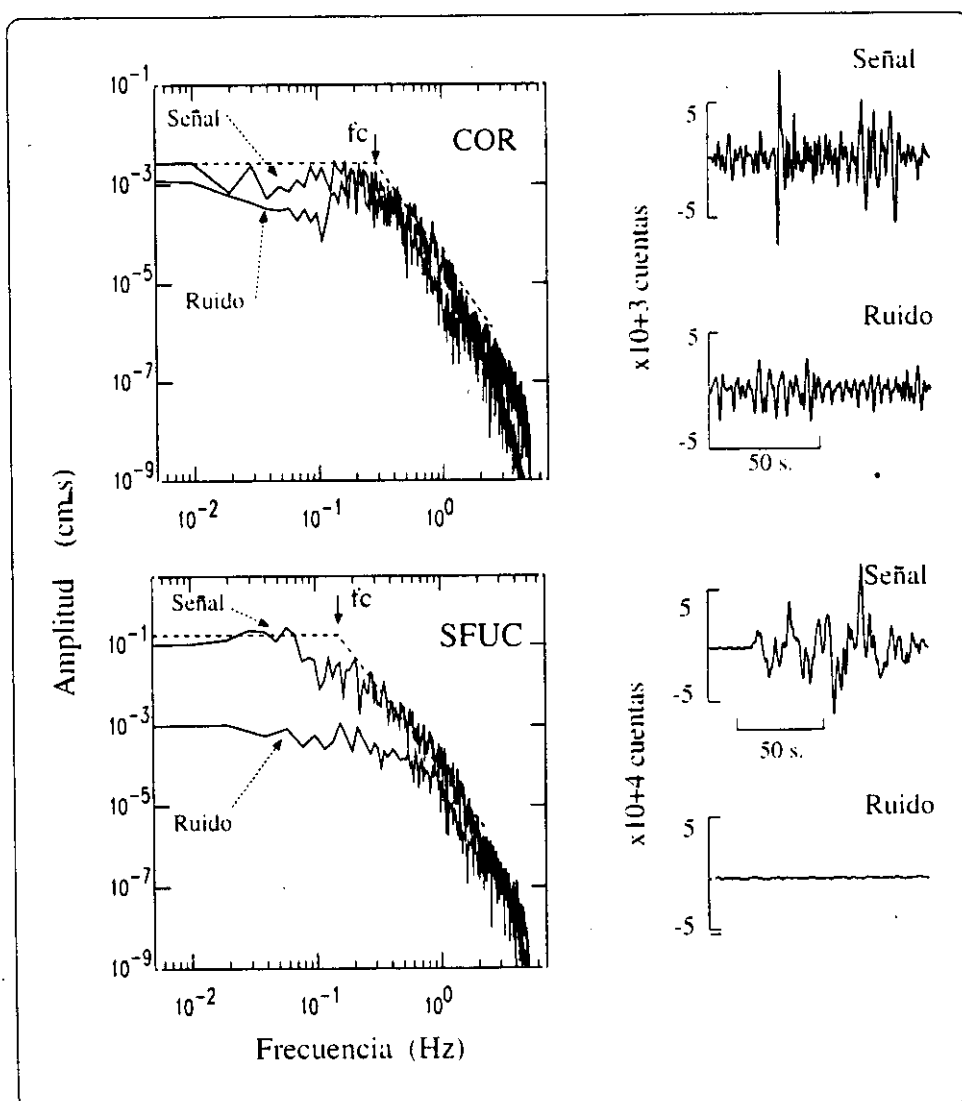


Figura 3.3.- Comparación entre el espectro de amplitud del registro del terremoto y espectro del ruido que le precede. a) Registro en la estación de COR de la red IRIS para un terremoto con foco a 152 km de profundidad y magnitud $m_b=5.9$. b) Registro en la estación de SFUC de la red GEOFON para un terremoto con foco a 18 km de profundidad y magnitud $m_b=6.5$.

- b) Registros de onda P y S de los canales LHZ, LHN y LHE con una relación de muestreo de un punto por segundo.

Debido a que el algoritmo de modelización utilizado en este estudio considera una longitud de registro con un máximo de 512 puntos, los registros seleccionados fueron remuestreados a fin de asegurar que estos incluyan a la fase P o S directa y a las fases pP, sP, sS necesarias para el cálculo de la profundidad del foco, tal como se vio anteriormente. Para el estudio del mecanismo focal de los terremotos con foco a profundidad superficial e intermedia se utilizaron registros BH variando la razón de muestreo a 10 ($\Delta t=0.1$ s) y 5 ($\Delta t=0.2$ s) puntos por segundo respectivamente. Para realizar el modelado de terremotos con foco profundo, se utilizó registros LH ($\Delta t=1$ s) y para el análisis espectral y formas de onda registros BH ($\Delta t=0.1$ s).

Las estaciones cuyos registros fueron seleccionados se encuentran a distancias comprendidas entre 30° y 90° con una relación señal/ruido mayor a 100. La componente transversal SH de la onda S ha sido obtenida por rotación de las componentes NS y EW.

CAPITULO 4

ANALISIS DE LA SISMICIDAD DE PERU

La sismicidad de Perú está asociada al proceso de la subducción de la placa oceánica bajo la placa sudamericana. Esta subducción se realiza a lo largo de gran parte del borde occidental del continente sudamericano con una velocidad relativa de 10 cm/año (Minster y Jordan, 1978). Este proceso se realiza de manera sísmica generando en el continente un alto índice de deformación que dio origen a la formación de la Cordillera Andina que se extiende de Norte a Sur sobre una longitud de 7000 km con alturas del orden de 7000 m. La sismicidad en Perú puede dividirse en dos tipos de acuerdo a su origen: el primero directamente asociado al contacto de las placas generando terremotos de magnitud elevada con relativa frecuencia a diferentes profundidades y el segundo corresponde a la sismicidad producida por la deformación de la Cordillera Andina, con terremotos menores en magnitud y frecuencia. A continuación se describe las principales características tectónicas y estructurales de la Cordillera Andina y se realiza un análisis de la sismicidad histórica e instrumental que frecuentemente se produce en Perú.

4.1.- La Cordillera Andina.

El Perú está atravesado de Norte a Sur por la Cordillera Andina con altitudes máximas de 7000 m y anchura variable. Esta Cordillera puede ser dividida en cinco unidades morfoestructurales paralelas a la cadena y formadas como resultado de su evolución tectónica, Figura 4.1. En esta Figura y de izquierda a derecha, se puede identificar las siguientes unidades: la zona costera (Z.C.), la Cordillera Occidental (C.OC.), la Cordillera Oriental (C.OR.), el Altiplano y la zona Subandina (Audebaud et al, 1973; Megard, 1978; Dalmayrac et al, 1980). A continuación se presenta una breve descripción tectónica de cada una de estas unidades.

La Zona Costera (Z.C.). Es una zona estrecha de aproximadamente 40 km de ancho que se extiende de Norte a Sur y esta limitada por el Oeste con la línea de costa y por el Este con el batolito costero. Esta zona esta constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. En la zona Sur, esta formada por basamentos de rocas cristalinas fuertemente plegadas y sujetas a deformación desde el Precámbrico.

La Cordillera Occidental (C. OC.). Esta unidad, se constituye como el batolito plutónico andino de mayor volumen y se extiende desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en Chile. En el Perú, se distribuye de Norte a Sur paralelo a la línea de costa. La parte más elevada de la cordillera (4200-4500 m); esta formada por terrenos volcánicos y plutónicos del Mesozoico-Cenozoico y depósitos sedimentarios del Mesozoico. La presencia de ignimbritas, confirma la existencia de una actividad volcánica que empezó a disminuir hace 8 Ma para cesar totalmente durante el Plioceno (Noble y McKee, 1977). La Cordillera Occidental, aumenta notablemente su anchura en la zona Sur del Perú.

El Altiplano. Esta unidad, se encuentra situada entre las Cordilleras Occidental y Oriental. En la región Sur, alcanza una anchura de 200 km extendiéndose hacia el Norte hasta 9°S aproximadamente, en donde llega a tener un ancho de 50 km y después desaparece. El Altiplano, esta formado por una serie de cuencas intramontañosas del

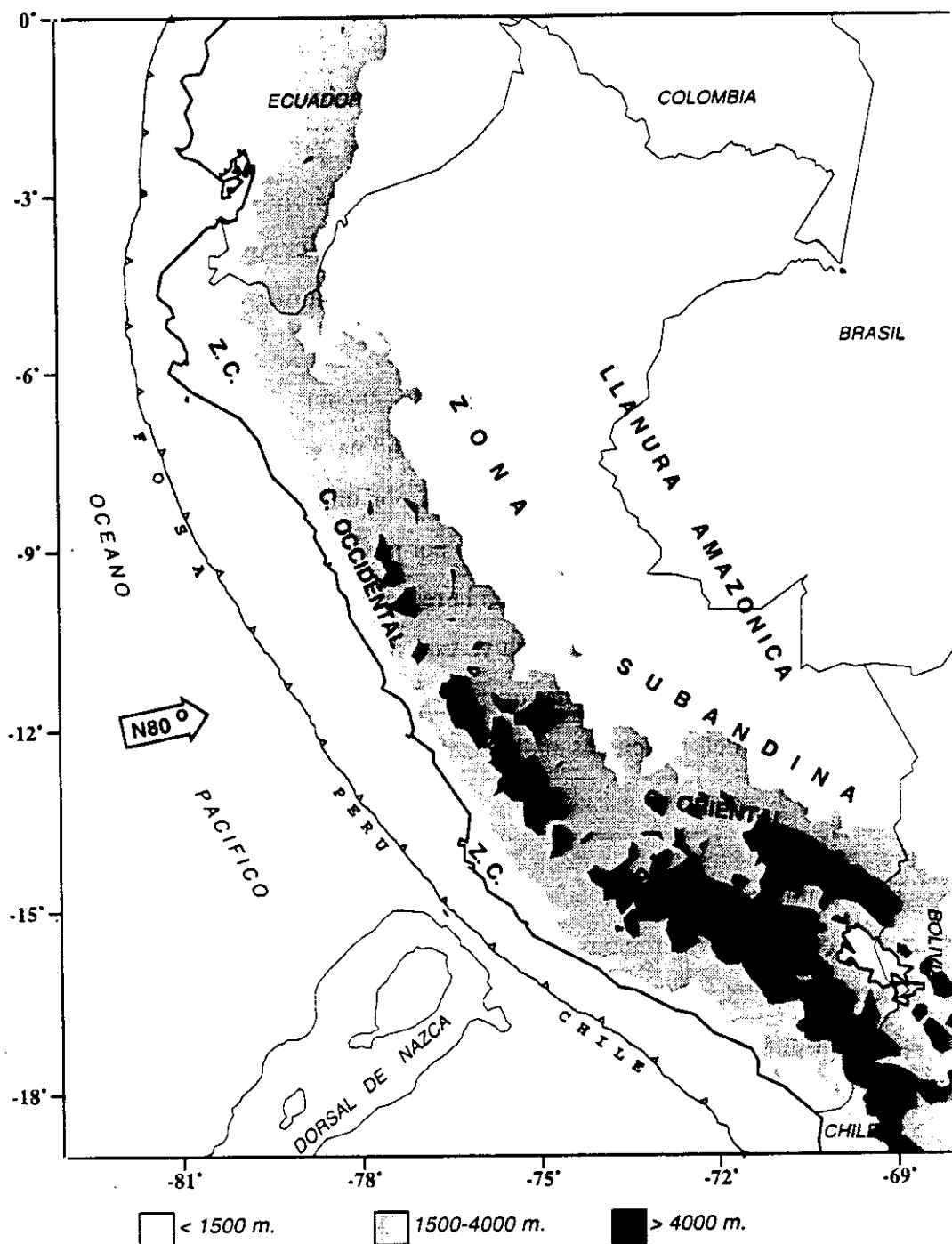


Figura 4.1.- Unidades estructurales de Perú según Audebaud et al, (1973) y Dalmayrac et al, (1987). Z.C. Zona costera; C.O.C. = Cordillera Occidental; C.O.R. = Cordillera Oriental. La flecha indica la dirección de convergencia de las placas según Minster y Jordan (1978). La topografía viene representada por zonas en blanco (menos de 1500 m), gris claro (entre 1500-4000 m) y gris oscuro (mayor a 4000 m).

Cenozoico (Junin, Mantaro, Ayacucho,...) que se prolongan hacia el altiplano boliviano. La zona Sur de esta unidad, esta invadida por estructuras volcánicas activas del Terciario Superior.

La Cordillera Oriental (C. OR.). En promedio es menos elevada que la Cordillera Occidental (3700-4000 m) y corresponde principalmente a un extenso anticlinal formado esencialmente por depósitos del Precámbrico al Norte de los 12° y paleozoicos hacia el Sur. En la región Sur, la cordillera se curva en dirección E-W para luego continuar paralela a las unidades mencionadas anteriormente.

La Zona Subandina. Es una unidad de anchura variable y en donde se amortiguan las estructuras andinas. La zona Subandina se localiza entre la Cordillera Andina y la Llanura Amazónica y esta formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico fuertemente afectadas por pliegues de gran longitud de onda. El ancho de esta unidad es variable, 400 km en la región Norte del Perú y entre 50-100 km en el borde Perú-Bolivia. La unidad incluye una parte de las cuencas subsidentes del Este amazónico: la cuenca oriental y las cuencas de Ucayali y de Madre de Dios. En esta zona, se localizan las deformaciones andinas más activas y recientes (Suarez et al, 1983; Jordan et al, 1983).

Estas unidades, son el resultado de una tectónica activa puesta de manifiesto con la ocurrencia continua de terremotos de magnitud variada y cuya principal fuente radica en el proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. La sismicidad histórica e instrumental de Perú ha sido tema de diversos estudios y sus principales características se detalla a continuación.

4.2.- Sismicidad histórica.

La información sobre la sismicidad histórica de Perú se remonta a inicios del siglo XVI y su calidad va a depender fundamentalmente de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los terremotos. Sin embargo, existen relatos y

crónicas sobre la ocurrencia de terremotos durante el siglo XV (Incanato) pero con imprecisión en su localización geográfica y en el tiempo (Murúa, 1590; Inca Garcilaso de la Vega, 1609).

La recopilación más completa sobre la sismicidad histórica de Perú ha sido realizada por Silgado (1968, 1978, 1985). En la Figura 4.2 y Tabla 4.1 se muestra los terremotos con $I_0 \geq VIII$ MM ocurridos en Perú durante el periodo 1513-1959. En esta Figura, se observa que la distribución de la información histórica no es homogénea en todo el territorio. Los terremotos se distribuyen principalmente a lo largo de la costa Centro y Sur, debido probablemente a que estas regiones eran las más pobladas y donde se constituyeron las ciudades más importantes después del siglo XVI. La mayoría de estos terremotos, generaron maremotos de intensidad variable, algunos produjeron daños a lo largo de la costa Oeste de Sudamérica desde 9°S hasta 37°S (Montessus de Ballore, 1911) y en muchos otros lugares alrededor del Pacífico (Hatori, 1968). En el interior del país tan solo se localizan tres terremotos ocurridos en 1650 (Cuzco, $I_0 = X$ MM), 1946 (Ancash, $I_0 = IX$ MM) y 1947 (Satipo, $I_0 = VIII$ MM).

A partir del área de intensidad máxima, Silgado (1978) obtuvo los valores de magnitud de los sismos históricos más importantes a fin de compararlos con sismos recientes (Tabla 4.1). Posteriormente, Dorbath et al (1990b) realizaron una revisión de la información histórica con el objetivo de elaborar los mapas de intensidad y de evaluar los principales maremotos, para recalcular los valores de magnitud de los terremotos de mayor tamaño. Sin embargo, la profundidad de estos terremotos no ha sido determinada.

Según Silgado (1978) y Dorbath et al (1990b), en la costa central de Perú, los terremotos mayores son los ocurridos en 1586 (primer gran terremoto del que se tiene documentación histórica), 1687 y el de 1746 que destruyó completamente la ciudad de Lima y generó un maremoto con olas de 15-20 m de altitud ($I_0 = X$ MM). Durante el periodo de 1513-1959, Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 terremotos (Silgado, 1978). En la región Sur, los terremotos más importantes son los de 1604, 1784 y 1868; este último es el mejor documentado y descrito en detalle por Montessus de Ballore (1911) y Vargas (1922). Estos terremotos destruyeron las principales ciudades

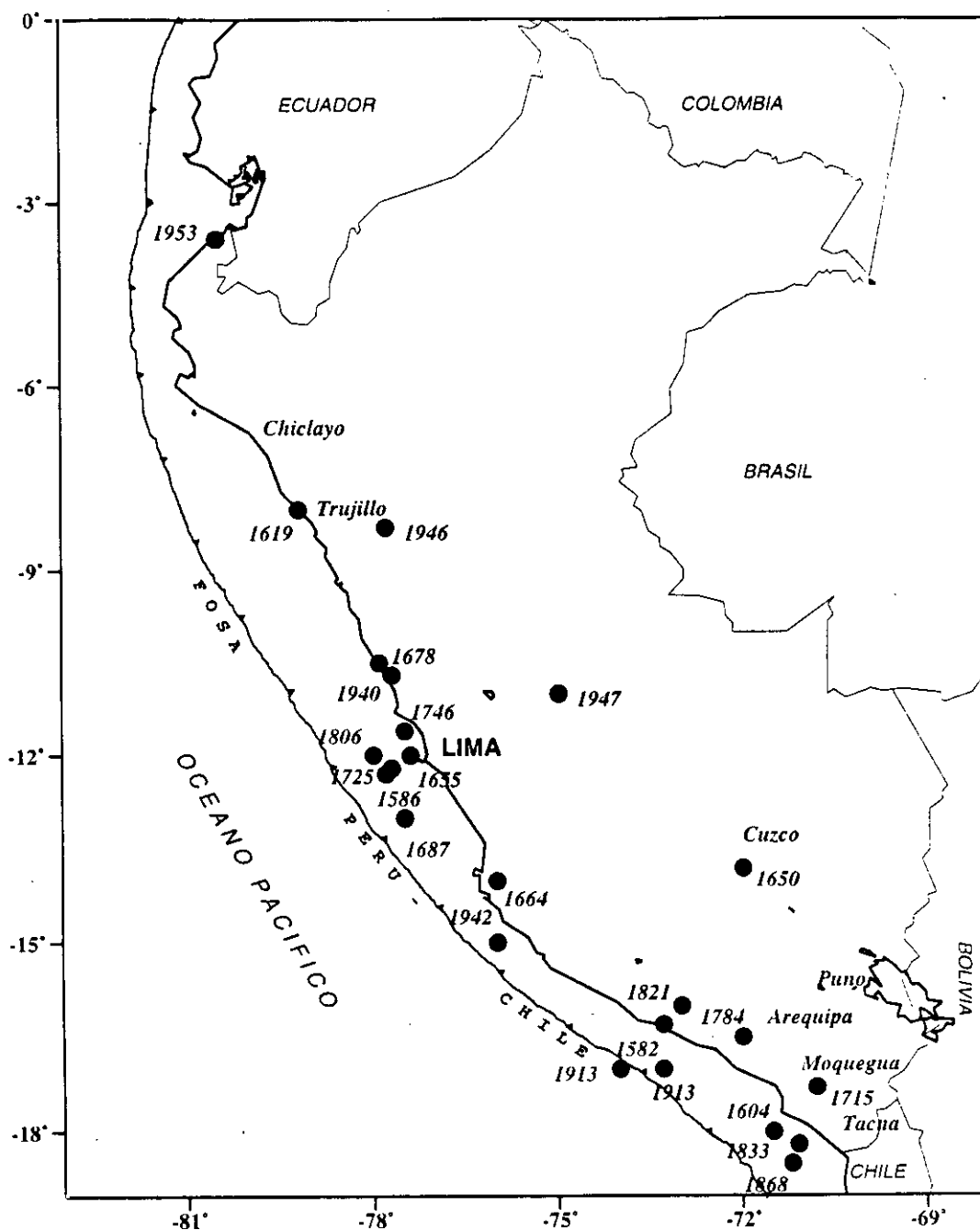


Figura 4.2.- Distribución de terremotos ocurridos en Perú entre 1513 y 1959, $I_o \geq VIII$ MM (Silgado, 1978).

Tabla 4.1

Principales terremotos ocurridos en Perú entre 1513-1959 (Silgado, 1978). Los asteriscos corresponden a terremotos que originaron maremoto. MM= escala de intensidad Mercalli Modificada, M=magnitud según Silgado (1978).

Fecha (dd-mm-aa)	Lat-S (°)	Lon-W (°)	Io (MM)	M (Silgado)
22-01-1582	-16.3	-73.3	X*	7.9
09-07-1586	-12.2	-77.7	IX*	8.1
24-11-1604	-18.0	-71.5	IX*	8.4
14-02-1619	-8.0	-79.2	IX	7.8
31-05-1650	-13.8	-72.0	X	7.2
13-11-1655	-12.0	-77.4	IX	7.4
12-05-1664	-14.0	-76.0	X	7.8
16-06-1678	-12.3	-77.8	IX*	-
20-09-1687	-13.0	-77.5	IX*	8.2
21-10-1687	-16.4	-71.6	VIII	-
22-01-1725	-12.0	-77.0	VIII	-
28-09-1746	-11.6	-77.5	X*	8.4
13-05-1784	-16.5	-72.0	X*	8.0
07-12-1806	-12.0	-78.0	VIII	7.5
10-07-1821	-16.0	-73.0	VIII	7.9
18-09-1833	-18.2	-71.0	VIII	-
13-08-1868	-18.5	-71.2	X*	8.6
09-05-1877	-19.5	-71.0	VIII	7.5
28-07-1913	-17.0	-73.0	IX	7.0
06-08-1913	-17.0	-74.0	X	7.7
24-05-1940	-10.5	-77.6	VIII*	8.2
24-08-1942	-15.0	-76.0	IX*	8.4
10-11-1946	-8.3	-77.8	X	7.2
01-11-1947	-11.0	-75.0	IX	7.5
12-12-1953	-3.6	-80.5	VIII	7.7

de la región Sur del Perú (Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno) y Norte de Chile (Arica y Iquique). El terremoto del 13 de agosto de 1868 ($I_0=X$ MM) con epicentro cerca de la ciudad de Arica-Chile (Polo, 1904), fue sentido desde Guayaquil (Ecuador) hasta Concepción (Chile) generando un importante maremoto con olas de 14 m de altitud y una longitud de ruptura de 500 km (Dorbath et al, 1990b). En la zona Andina de la región Sur de Perú, el único terremoto documentado es el ocurrido en 1650, que destruyó la ciudad del Cuzco y fue sentido en Lima, Arequipa y La Paz. En la región central, el terremoto ocurrido en 1947 afectó un área máxima de 4,000 km² y fue sentido en casi todo el territorio peruano. Para el periodo de 1513-1920, no existe mayor información sobre terremotos ocurridos en la zona Andina y Subandina del Norte y Centro de Perú, pero en la actualidad se ha comprobado que estas regiones son sísmicamente muy activas.

El análisis de la sismicidad histórica, ha permitido evaluar la periodicidad de ocurrencia de terremotos de gran magnitud a lo largo de la costa peruana (Kelleher, 1972, 1976; Dewey y Spence, 1979; Beck y Ruff, 1989; Dorbath et al, 1990b) y de reconocer las regiones de mayor potencial sísmico en Perú (McCann et al, 1979; Nishenko, 1985, 1991).

4.3.- Sismicidad instrumental.

La distribución de la sismicidad instrumental, ha permitido asociar la ocurrencia de terremotos al proceso de subducción de la placa oceánica por debajo de la continental y a la existencia de un importante índice de deformación cortical en el interior del continente. En la Figura 4.3 se muestra el mapa de sismicidad de Perú para el periodo 1960-1995 con $m_b \geq 5$, según el National Earthquake Information Center (NEIC). Esta sismicidad, puede ser dividida según su profundidad en tres tipos: terremotos con foco a profundidad superficial ($h \leq 60$ km), a profundidad intermedia ($60 < h \leq 350$ km) y foco profundo ($h > 350$ km).

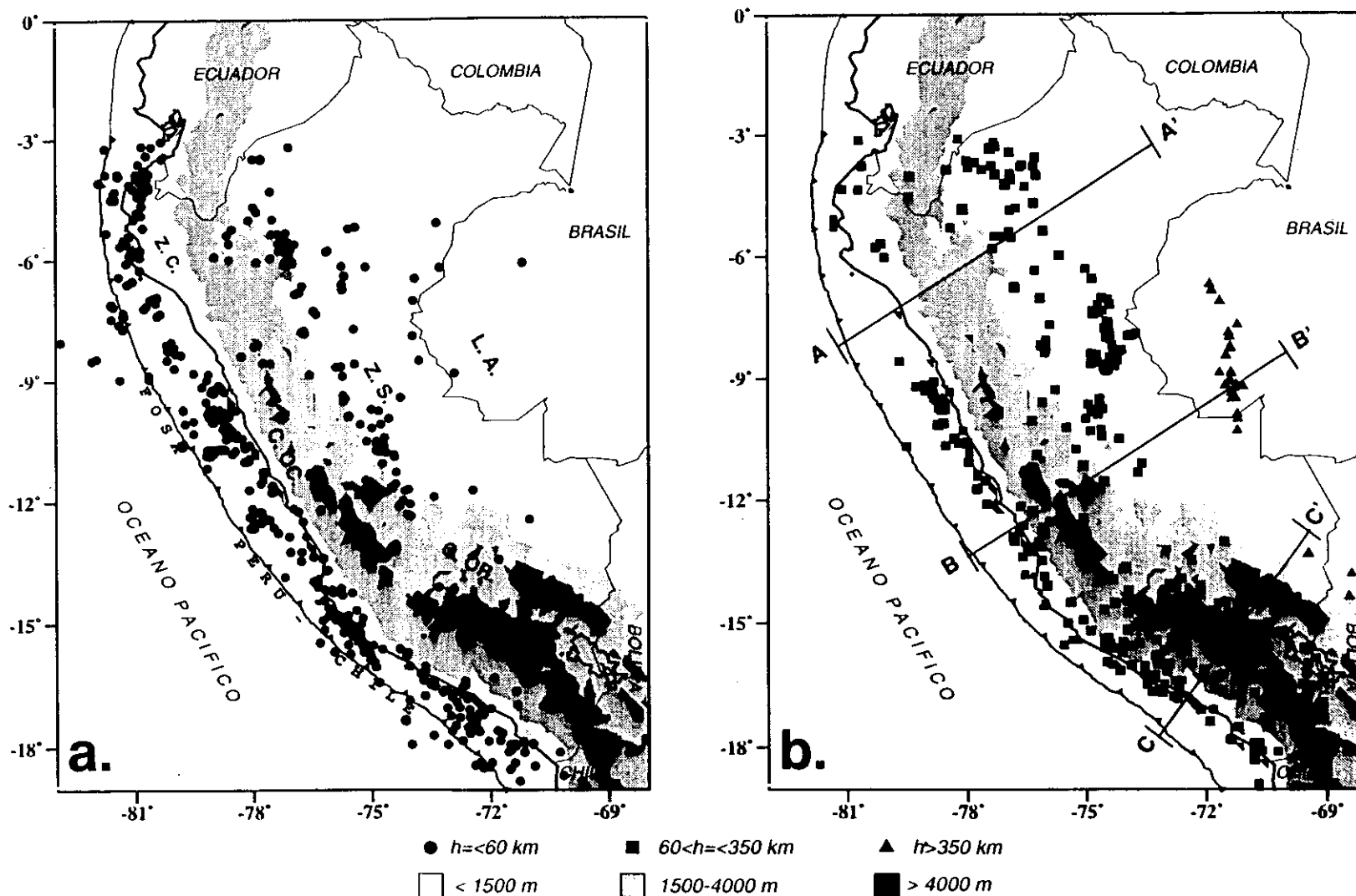


Figura 4.3.- Sismicidad de Perú para el periodo 1960-1995, $mb \geq 5$ (NEIC). a.) Distribución de epicentros con foco superficial ($h \leq 60$ km), b.) Distribución de epicentros con foco intermedio ($60 < h \leq 350$ km) y profundo ($h > 350$ km). Z.C. = Zona de costa; C.O.C. = Cordillera Occidental; ALT = Altiplano; C.OR. = Cordillera Oriental; Z.S. = Zona subandina y L.A. = Llano Amazónico. Los símbolos en negro indican la profundidad de los sismos. Otros ver Figura 4.1.

La sismicidad con foco a profundidad superficial (Figura 4.3a), se localiza principalmente en la zona oceánica paralela a la línea de costa y marcando el límite entre la placa oceánica y la continental (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Chinn y Isacks, 1983). Esta sismicidad se caracteriza por generar terremotos de magnitud elevada con relativa frecuencia. Algunos terremotos importantes ocurridos en esta zona son: 13 de enero de 1960 ($M_s=7.5$), 17 de octubre de 1966 ($m_b=6.3$), 31 de mayo de 1970 ($M_s=7.8$) y 3 de octubre de 1974 ($M_s=7.6$). El terremoto de 1970, es considerado uno de los más catastróficos en el mundo por haber producido la muerte de 67.000 personas, 250.000 desaparecidos y 180.000 heridos (Plaker et al, 1971; Abe, 1972; Silgado, 1978; Dewey y Spence, 1979). Otro grupo importante de sismicidad es la producida por las deformaciones superficiales de la placa en el interior del continente, paralelas a la Cordillera Andina. La mayor parte de estos sismos se localizan en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen Oeste de la zona Subandina (entre 3° - 13° S). Los terremotos que ocurren en estas regiones presentan magnitudes moderadas y entre los más importantes se puede citar a los ocurridos el 19 de junio de 1968 ($m_b=6.4$), 24 de julio de 1969 ($m_b=5.9$), 1 de octubre de 1969 ($m_b=5.9$), 5 de abril de 1986 ($m_b=5.6$), 30 de mayo de 1990 ($m_b=6.1$) y 5 de abril de 1991 ($m_b=6.5$). La distribución de la sismicidad con foco a profundidad superficial muestra zonas con ausencia de actividad, principalmente entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (Norte y Centro) y en la región Sur de Perú (Altiplano). Esta característica podría deberse a que estas zonas soportan un proceso de deformación lenta o periodos de retorno muy grande para la ocurrencia de terremotos de magnitud elevada.

La sismicidad con foco a profundidad intermedia se agrupa principalmente en tres zonas (Figura 4.3b). La primera se distribuye de Norte a Sur paralela a la línea de costa a partir de 9° S. Esta actividad se caracteriza por la presencia de terremotos de diversa magnitud, siendo los más importantes los ocurridos el 15 de enero de 1958 ($M_s=6.5$), 28 de setiembre de 1968 ($M_s=6.0$); 1 de enero de 1974 ($M_s=6.4$); 16 de febrero de 1979 ($M_s=6.9$), 28 de marzo de 1982 ($m_b=6.1$) y 18 de abril de 1983 ($m_b=6.0$). La segunda zona se localiza en el interior del continente a lo largo de la Cordillera Oriental y región Subandina (Norte y Centro). Los terremotos de magnitud elevada que ocurren en esta zona raramente producen daños y generalmente no son

percibidos por la población. La tercera y más importante zona, se localiza en la región Sur del Altiplano, siendo esta la de mayor actividad sísmica y continua a lo largo de 500 km de longitud desde la fosa peruano-chilena. En los dos primeros grupos los sismos alcanzan profundidades de 100-150 km; mientras que para el tercer grupo llegan hasta 300 km.

La actividad sísmica con foco profundo se localiza en la región Centro y Sur del Llano Amazónico (Figura 4.3b). Esta actividad, es mayor en la región central y se alinea en dirección N-S cubriendo una área de aproximadamente 500 km de longitud (borde Perú-Brasil); mientras que en la región Sur es menos numeroso y más dispersa (borde Perú-Bolivia). La frecuencia de esta actividad, es menor que la correspondiente a los terremotos con foco superficial, pero usualmente la energía liberada por los terremotos con foco profundo es compatible con la liberada por los terremotos con foco superficial (Santo, 1969).

En la Figura 4.4 se muestra tres perfiles verticales de sismicidad a lo largo de las líneas indicadas en la Figura 4.3b. En el perfil AA' (Figura 4.4a) se observan que la profundidad de los terremotos aumenta de Oeste a Este, con focos a menos de 50 km cerca de la fosa hasta 150 km en el interior del continente. Entre 200 y 450 km de distancia desde la fosa peruano-chilena, se observa menor ocurrencia de sismos, siendo estos más superficiales, lo que puede interpretarse como una posible laguna sísmica. A partir de la distancia de 450 km, vuelve a aumentar el número de sismos hasta una distancia de 700 km desde la fosa, con profundidades máximas de 150 km. Estas profundidades marcan el límite de la subducción entre las placas oceánica y continental en esta zona. En el perfil BB' (Figura 4.4b) la distribución de focos sigue el patrón descrito anteriormente, pero sin observar la posible laguna sísmica. En ambos casos y hasta 100-120 Km de profundidad, la distribución de los focos sigue una línea con pendiente de 15° - 20° y a partir de esta profundidad (que en superficie corresponde a una distancia de 200 Km desde la fosa) el límite de las placas es prácticamente horizontal. Estas características ya fueron descritas anteriormente por Stauder (1975), Barazangi y Isacks (1976), Bevis y Isacks (1984) Rodríguez y Tavera (1991) y Cahill y Isacks (1992).

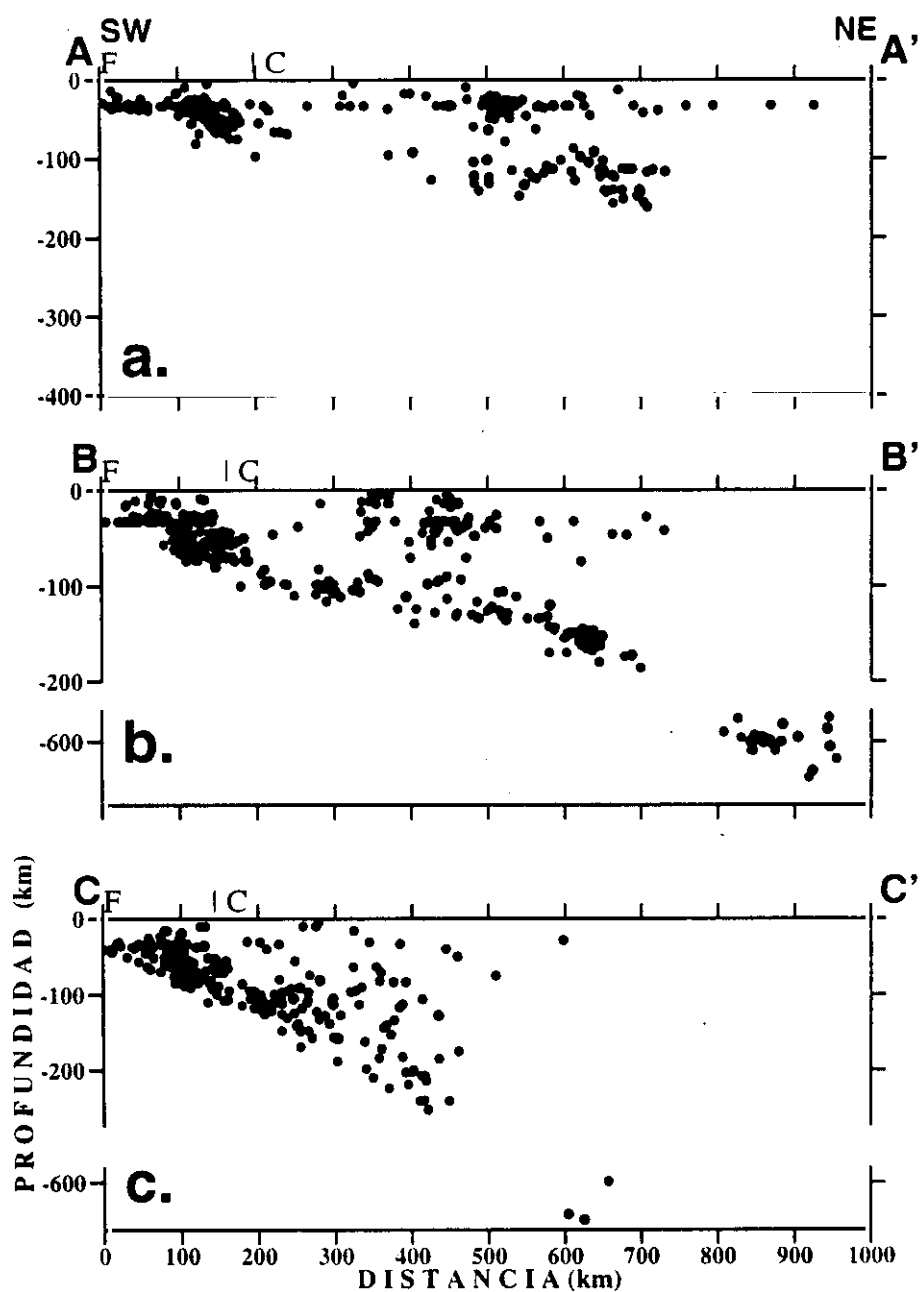


Figura 4.4.- Perfiles verticales de sismicidad para el periodo 1960-1995 ($m_b \geq 5$), según las líneas A-A', B-B' y C-C' indicadas en la Figura 4.3b. F= Fosa peruano-chilena y C= Línea de Costa.

Para la región Sur del Perú (perfil CC', Figura 4.4c), la distribución vertical de los focos muestra una mejor configuración del contacto de placas. Los sismos se distribuyen de manera continua con un ángulo límite de 25° - 30° hasta 300 Km de profundidad (Barazangi y Isacks, 1979; Hasegawa y Isacks, 1981; Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Cahill y Isacks, 1992). Sin embargo, en esta zona los terremotos con foco a profundidad intermedia solo se localizan hasta una distancia de 400 km a partir de la línea de fosa, a distancias mayores se observa terremotos superficiales o profundos. El cambio observado en la forma de la subducción entre la región Norte-Centro y Sur, ha sido interpretado como una ruptura de la placa oceánica, con desplazamiento vertical hacia arriba de la parte Norte-Centro (Barazangi y Isacks, 1979; Snoke et al, 1979). Otros estudios, permitieron confirmar la hipótesis de que el cambio en el modo de la subducción se produce debido a la contorsión de la placa, siendo la zona afectada de un ancho de 80 km aproximadamente (Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Boyd et al, 1984; Grange et al, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992). Sin embargo, la falta de información sísmica de buena calidad sobre esta región, no permite tener una respuesta definitiva a esta controversia.

En las Figuras 4.4b y 4.4c también se muestran los terremotos con foco profundo, que se concentran en las regiones Centro y Sur del Llano Amazónico (borde de Perú con Brasil y Bolivia). Estos focos se distribuyen entre 500 y 650 Km de profundidad, siendo más numerosos en el borde Perú-Brasil (Figura 4.4b). Así mismo, en estas figuras se observa la ausencia de sismicidad entre 200-500 km de profundidad en la región Central (Figura 4.4b) y entre 350-500 km en la región Sur (Figura 4.4c). Isacks y Molnar (1971), Stauder (1975), Isacks y Barazangi (1977), Wortel (1982, 1984), sostienen que la ausencia de sismicidad para estos rangos de profundidad, se debe a la no-continuidad de la placa oceánica y que la sismicidad con foco profundo es producida por el fracturamiento de las zonas frías de un trozo de placa que flota en el manto por gravedad. Contrariamente, James y Snoke (1990) han puesto en evidencia la continuidad de la placa en el proceso de subducción, para mayores niveles de profundidad, a partir del estudio de fases reflejadas en la placa oceánica que subduce por debajo de la región Central de Perú. El origen de la sismicidad con foco profundo y la ausencia de la misma, es aún tema de discusión continua.

CAPITULO 5

MECANISMO FOCAL DE TERREMOTOS DE PERU

En este capítulo, se presenta los resultados obtenidos para el mecanismo focal de 19 terremotos seleccionados como los más representativos de la sismicidad que se produjo en Perú entre los años 1990 y 1996. Estos terremotos tienen magnitudes $m_b \geq 5.8$ y diez tienen su foco a profundidad superficial ($h \leq 60$ km), siete a profundidad intermedia ($60 < h \leq 350$ km) y dos son profundos ($h > 350$ km). En la Figura 5.1 se muestra la distribución epicentral de los terremotos seleccionados y en la Tabla 5.1 sus parámetros hipocentrales según el boletín del National Earthquake Information Center (NEIC).

Para determinar el mecanismo focal de los 19 terremotos se ha utilizado los tres métodos descritos en el capítulo 2. El esquema seguido ha sido el mismo en todos los casos.

1.- Se ha determinado la orientación de los planos de falla a partir de la distribución de la polaridad de la primera llegada de la onda P. Los datos utilizados corresponden a sismogramas digitales de banda ancha de las redes IRIS, GEOSCOPE y GEOFON. A fin de completar estas observaciones, en algunos casos se ha usado registros analógicos de estaciones de Centro y Sudamérica. El uso de esta información adicional permite tener una mejor cobertura azimutal sobre la esfera focal y mayor control sobre la orientación de los planos nodales.

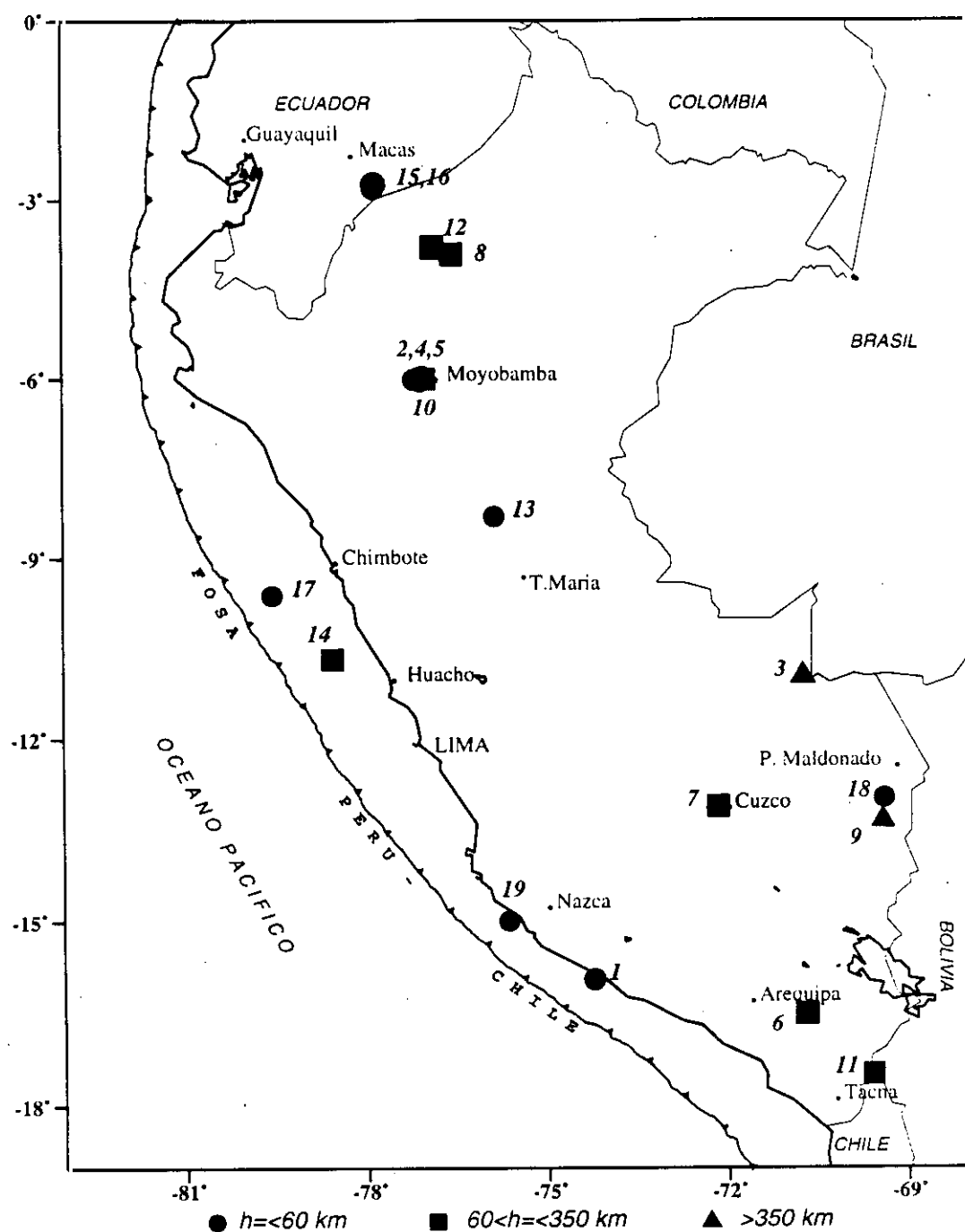


Figura 5.1.- Mapa de localización epicentral de los terremotos analizados en el presente estudio. Los números corresponden a la Tabla 5.1. Los símbolos en negro representan la profundidad del foco.

Tabla 5.1

Parámetros epicentrales de los terremotos estudiados en este trabajo según el National Earthquake Information Center (NEIC).

No	Fecha (d- m- a)	Tiempo Origen (h-m-s.s)	Localización		Prof. (km)	Mag. (mb)
			Lat-S (°)	Lon-W (°)		
1	07-01-1990	090643.4	15.947	74.245	48	5.9
2	30-05-1990	023405.8	06.016	77.229	24	6.1
3	17-10-1990	143013.1	10.970	70.776	598	6.7
4	04-04-1991	152320.7	06.038	77.130	20	6.0
5	05-04-1991	041949.5	05.982	77.094	19	6.5
6	24-05-1991	205055.8	16.506	70.701	127	6.3
7	06-07-1991	121949.5	13.108	72.187	104	6.2
8	13-07-1992	181133.7	03.919	76.602	96	6.1
9	10-01-1994	155350.1	13.339	69.446	596	6.4
10	20-01-1994	090652.7	06.002	77.052	123	5.8
11	12-12-1994	074155.4	17.477	69.598	148	5.9
12	02-05-1995	060605.6	03.792	76.917	97	6.5
13	12-06-1995	033548.8	08.304	75.908	34	5.8
14	23-09-1995	223156.3	10.581	78.581	60	6.0
15	03-10-1995a.	015123.9	02.770	77.881	24	6.5
16	03-10-1995b.	124458.0	02.812	77.891	17	6.0
17	21-02-1996	125104.3	09.620	79.568	33	6.0
18	10-03-1996	085622.3	12.969	69.425	33	5.8
19	12-11-1996	165943.0	14.990	75.670	33	6.5

2.- Se realiza la modelización de ondas de volumen de sismogramas digitales de banda ancha de estaciones localizadas entre 30° y 90° de distancia epicentral. Con este método se ajusta la orientación de los planos nodales obtenidos anteriormente, se calcula la profundidad del foco, la función temporal de la fuente sísmica y el momento sísmico escalar para una fuente puntual. El umbral prefijado en este estudio para la relación señal/ruido (mayor a 100), fue especialmente aplicado para seleccionar los registros de las estaciones de los Estados Unidos ya que debido a su gran número no se utilizaron todos, sino aquellos que cumplían con este criterio. La longitud del registro a modelar depende de la profundidad del foco y siempre se consideró lo suficiente para contener a las fases P y S directas, además de las reflejadas en la superficie libre pP, sP y sS (fases de profundidad). Frecuentemente, en algunos registros de estaciones localizadas a distancias epicentrales mayores a 80° , la llegada de las fases PcP y ScS (inmediatamente después de la onda P y S) afecta a las amplitudes de la onda P y S generando cierta incertidumbre para identificar su forma de onda; sin embargo, estas fases no intervienen en el cálculo del mecanismo focal y por lo tanto no son modeladas por el algoritmo utilizado. En general, la amplitud de estas fases (PcP, ScS) es pequeña en relación con la amplitud de las fases principales (P, pP, sP, S, sS).

Antes de iniciar el modelado de un terremoto, a todos los registros se les asignó un peso en función de su distribución azimutal sobre la esfera focal según la ecuación 2.7 del capítulo 2. Así mismo, todas las estaciones están normalizadas a una distancia epicentral de 40° con el objetivo de homogeneizar los datos.

3.- La rutina seguida para realizar la modelización de los terremotos es la siguiente:

- a) El proceso de modelado se inicia fijando la orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P.
- b) Si la solución preliminar no muestra una buena correlación entre los registros teóricos y observados (valores elevados del RMS), en una segunda etapa, se procede a liberar de manera sucesiva cada uno de los parámetros que definen la orientación del mecanismo focal (ϕ , δ , λ), a fin de buscar mejorar la correlación entre los

registros teóricos y observados (valores mínimos de RMS). En ambas etapas la profundidad del foco y la función temporal de la fuente sísmica son parámetros libres.

- c) Una vez encontrada la mejor correlación entre los registros teóricos y observados, se fija todos los parámetros y se deja libre el ángulo de deslizamiento y la profundidad del foco aunque nunca al mismo tiempo, sino sucesivamente debido a que la experiencia mostró que pequeñas variaciones en los valores de estos parámetros producen cambios importantes en las formas de onda.
- d) La solución final corresponde a la mejor correlación entre los registros teóricos y observados definida por el valor mínimo del RMS de la solución (ecuación 2.6 del capítulo 2).

4.- Para los terremotos con foco profundo, se calcula el momento sísmico escalar a partir del área encerrada bajo el pulso de la onda P, pP y sP para cada estación. Para ello se realiza la deconvolución del sismograma con la respuesta instrumental y luego las amplitudes de cada onda son corregidas por el factor de expansión geométrica ($g(\Delta)$), por el efecto de la superficie libre ($C(i_0)$) y por el patrón de radiación calculado a partir de la orientación del mecanismo focal obtenido en la modelización de ondas de volumen. El momento sísmico escalar para cada estación y tipo de onda es calculado utilizando la ecuación 2.8 definida en el capítulo 2 y el valor final corresponde al promedio obtenido a partir del total de las estaciones utilizadas.

5.- Se ha utilizado el análisis espectral de ondas de volumen, para estimar el momento sísmico escalar (M_0) y la dimensión de la ruptura (r) de los terremotos analizados en este estudio. En general, los espectros de amplitud del desplazamiento han sido obtenidos a partir del registro de la onda P; sin embargo, para los terremotos de magnitud mayor (en total 9 terremotos) ha sido posible elaborar espectros de onda S, debido a que esta fase era mejor identificada. Así mismo, para los terremotos con foco profundo, se han elaborado además espectros de ondas pP y sP debido a que ambas fases fueron fácilmente separadas de la onda P directa. Para cada terremoto se ha obtenido un

número diferente de espectros, siendo el mínimo de 2 (sismo 1) y el máximo de 52 (sismo 9) espectros. El momento sísmico escalar (M_0) y el radio de fractura (r) obtenidos a partir de los espectros de los diferentes tipos de onda y que serán utilizados en el presente estudio, corresponden a los valores medios obtenidos para cada parámetro y para cada terremoto. En los Anexos 1, 2 y 3 se presenta todos los espectros elaborados para cada terremoto con foco a profundidad superficial, intermedio y profundo, así como una tabla con los valores de sus parámetros y la desviación típica del valor medio obtenido para el momento sísmico escalar (M_0) y radio de fractura (r).

A continuación se presenta en tres subcapítulos, los resultados obtenidos para terremotos con foco a profundidad superficial (capítulo 5.1.1), intermedia (capítulo 5.1.2) y profundo (capítulo 5.1.3). Los resultados obtenidos para cada terremoto son comparados con los calculados por la Universidad de Harvard – CMT (tensor momento sísmico, método del centroide) y con los de otros autores.

5.1- TERREMOTOS SUPERFICIALES

5.1.1- Introducción.

Para el periodo entre 1990-1996, se ha seleccionado 10 terremotos con foco a profundidad superficial y magnitudes $m_b \geq 5.8$. De estos terremotos, tres tienen su epicentro en el mar y siete en el continente. La orientación de los mecanismos focales obtenida a partir de la polaridad de la onda P, se presenta en la Figura 5.1.1 y sus soluciones numéricas en la Tabla 5.1.1 Estas soluciones corresponden a mecanismos de fallas inversas con uno de los planos de falla cerca de la vertical y otro horizontal orientados en dirección NW-SE (sismos 1, 2 y 18). Para los sismos 4, 13, 16 y 17 se obtiene el mismo tipo de solución, pero con los planos orientados en dirección N-S. Para los sismos 5 y 19 los planos nodales se orientan en dirección NNW-SSE. Solo para el terremoto 15, se ha obtenido planos de falla buzando ambos 45° aproximadamente y orientados en dirección NE-SW. Para los sismos 1, 4, 17 y 19 se ha logrado tener un buen ajuste en la orientación de los planos nodales debido a que los datos de polaridad disponibles, permitían controlar la orientación de al menos uno de los planos nodales. En general, las desviaciones típicas de cada parámetro del mecanismo focal, muestran que estos pueden variar con rangos máximos de 46° en el caso del azimuth, 22° en el buzamiento y 56° en el ángulo de deslizamiento. En todos los casos, la proporción de aciertos es mayor a 0.90. Los valores de las desviaciones típicas para cada parámetro del mecanismo focal (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento) y la proporción de aciertos va a depender del número y de la distribución de las lecturas de polaridad sobre la superficie de la esfera focal y del tipo de solución obtenida. Para igual número de estaciones bien distribuidas sobre la esfera focal, la orientación de los planos nodales para un mecanismo de desgarre queda bien determinada, mientras que para mecanismos de tipo normal e inversa pueden presentar mayor rango de incertidumbre (Buforn, 1983).

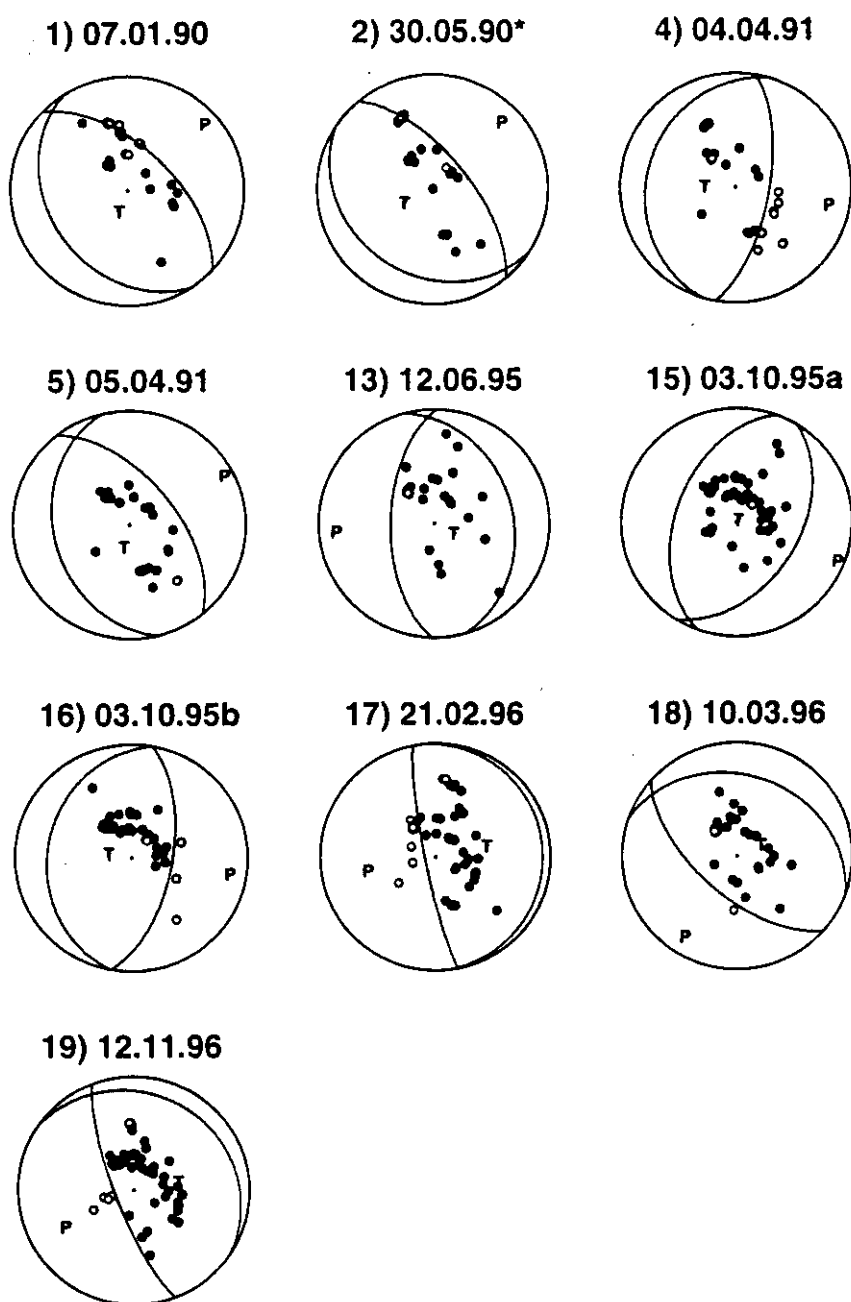


Figura 5.1.1.- Mecanismos focales obtenidos a partir de la distribución de la polaridad de la primera llegada de la onda P, para los terremotos con foco a profundidad superficial analizados en el presente estudio ($h \leq 60$ km). Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos negros corresponden a las compresiones y los blancos a las dilataciones. T y P representan a los ejes de tensión y presión respectivamente. En la parte superior de cada mecanismo focal, se indica el número de referencia (Tabla 5.1) y la fecha de cada terremoto (día, mes, año). El asterisco se refiere a la solución obtenida por Tavera (1995).

Tabla 5.1.1

Parámetros del mecanismo focal para terremotos con foco a profundidad superficial, obtenidos a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P. El asterisco indica la solución obtenida por Tavera (1995).

φ° = azimut, δ° = buzamiento, λ° = ángulo de deslizamiento.

N.L. = número de lecturas, P.A. = proporción de aciertos.

N°	Plano-1			Plano-2			N.L.	P.A.
	φ°	δ°	λ°	φ°	δ°	λ°		
1	148±40	31±8	78±48	314±10	59±5	97±30	24	0.96
2*	124±18	26±7	105±32	321±10	65±7	97±20	31	0.84
4	197±43	24±5	84±39	10±13	66±5	93±17	34	0.97
5	167±46	35±19	69±51	322±37	57±11	104±39	31	0.94
13	345±31	32±10	104±26	181±24	59±8	81±17	28	0.96
15	199±16	46±9	95±23	25±18	44±8	85±24	67	0.98
16	191±16	29±5	90±22	11±27	61±6	90±37	58	0.98
17	357±32	7±7	97±20	169±10	83±5	91±24	54	0.98
18	290±37	30±12	109±46	132±28	62±10	79±27	36	0.97
19	304±24	16±13	124±34	159±12	77±4	81±25	61	0.98

Para los sismos 1, 2, 4 y 5 se prefiere modelar en velocidad debido al número reducido de estaciones de registro existente para cada terremoto, con lo cual la señal es la original. Estos terremotos ocurrieron antes del año de 1992, a partir del cual se produjo el incremento de estaciones de registro a escala mundial. Para los restantes terremotos, los registros fueron integrados a fin de modelar la señal en desplazamiento con el objetivo de facilitar el análisis de las características físicas de la fuente sísmica. Para generar los sismogramas teóricos se ha utilizado dos modelos de distribución de velocidades en función de la profundidad para las ondas sísmicas. El primer modelo corresponde a un semiespacio con velocidad para la onda P de 6.8 km/s, una relación de Poisson de 0.25 y una densidad de 3.0 g/cm³. Este modelo de velocidad fue utilizado para terremotos ocurridos en el mar (sismos 1, 17 y 19). Para los terremotos localizados en el continente (sismos 2, 4, 5, 13, 15, 16 y 18), el modelo de velocidad corresponde al descrito por Dorbath et al (1986) y Lindo (1993) (Tabla 5.1.2).

Tabla 5.1.2

Modelo de velocidad utilizado para el cálculo de los registros teóricos de terremotos ocurridos en el continente (Dorbath et al, 1986; Lindo, 1993).

h (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ gr/cm³
0-20	6.0	3.4	2.8
> 20	6.8	3.9	3.0

A continuación se describen los resultados obtenidos para cada terremoto con foco a profundidad superficial, siguiendo el orden establecido en la Tabla 5.1.

5.1.2- Terremoto del 7 de enero de 1990 (mb=5.9).

El terremoto del 7 de enero de 1990 (sismo 1), se produjo frente a la costa Sur de Perú y fue localizado a 250 km al Oeste de la ciudad de Arequipa (Figura 5.1). Para calcular la orientación del mecanismo focal se ha utilizado 24 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.1.3) y la solución obtenida corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE (Figura 5.1.1). Uno de los planos nodales buza hacia el NE ($\delta=59^\circ\pm5^\circ$) y está mejor controlado con las lecturas de polaridad obtenidas de estaciones de Centro y Sudamérica, mientras que el segundo plano con buzamiento al SW ($\delta=31^\circ\pm8^\circ$) está menos controlado debido a la falta de datos que permitan cubrir el extremo Oeste de la esfera focal. Los valores de la desviación típica son mayores para este último plano ($\varphi=148^\circ\pm40^\circ$, $\delta=31^\circ\pm8^\circ$ y $\lambda=78^\circ\pm48^\circ$) (Tabla 5.1.1).

Debido a la magnitud moderada de este terremoto (mb=5.9) y al poco número de estaciones de banda ancha existentes en 1990 (principalmente en América del Sur), para realizar la modelización de ondas de volumen solo ha sido posible utilizar 4 registros en velocidad de la onda P y 3 de la onda SH (Tabla 5.1.3). El proceso de la modelización se realizó siguiendo el esquema descrito anteriormente hasta obtener un valor para el

Tabla 5.1.3

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 7 de enero de 1990 (sismo 1). El asterisco indica aquellos registros usados en la modelización. C y D indican compresión y dilatación de la onda P.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	2.3	58.2	D	P
GDH	7.3	86.2		SH*
OSO	13.7	25.5	D	P
OLLA	16.4	26.8	D	P
TOL	46.5	85.6	C	P*
ITR	82.8	35.7	C	P
BCAO	86.5	93.8	C	P
BDF	93.0	25.3	C	P
JFO	105.9	29.8	C	P
VAO	109.6	26.6	C	P
ANF	155.6	8.5	C	P
PAS	320.6	65.0	C	P
PFO	321.2	63.6	C	P*
COR	326.0	74.9	C	P
NNA	326.9	4.7	C	P
LON	328.4	75.6		SH*
ANMO	329.3	59.1	C	P*
QUR	344.5	16.2	D	P
COTO	344.5	15.7	D	P
COTA	345.6	16.7	D	P
CAYA	346.6	16.3	D	P
ANCC	352.1	19.5	C	P
PURC	353.1	18.3	D	P
DIAC	354.0	19.2	C	P
HOBC	354.5	20.3	C	P
SCP	356.7	56.6	C	P*,SH*

RMS de 0.41 (Figura 5.1.2). La solución final se presenta en la Figura 5.1.3 y corresponde a un mecanismo focal de falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE buzando ambos 32° y 59° hacia el SW y NE respectivamente. La correlación entre los sismogramas teóricos y observados para la onda P y SH son buenas con un valor de $\text{RMS}=0.41$ y las fases pP y sP han permitido realizar un buen ajuste de la profundidad del terremoto.

La función temporal de la fuente sísmica es simple y esta formada por dos triángulos con una duración total de 3 segundos y momento sísmico escalar de 4.2×10^{17} Nm. La primera fuente es de mayor tamaño que la segunda. La profundidad obtenida para el foco es de 45 km.

Para el cálculo del momento sísmico escalar y radio de fractura a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P, se ha utilizado únicamente los registros de TOL y ANMO. El valor medio obtenido para el momento sísmico escalar es de $3.4 \pm 1.2 \times 10^{17}$ Nm y el radio de fractura de 3.7 ± 0.1 km (Figura 5.1.4).

El resumen de los resultados obtenidos para el terremoto del 7 de enero se presenta en la Tabla 5.1.4, además de la solución obtenida por el CMT para el mecanismo focal (Figura 5.1.5). La orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P es la misma que la calculada en la modelización y ambas soluciones son diferentes a la calculada por el CMT. La mayor variación se observa en la orientación del plano nodal que buza hacia el NE con diferencias de 36° en el azimut y 38° en el ángulo de deslizamiento. Las diferencias en la orientación del plano que buza hacia el SW, son de 13° en el azimut, 22° en el buzamiento y 38° en el ángulo de deslizamiento. La orientación del plano nodal con buzamiento hacia el NE está mejor controlado en este estudio debido a que se utilizó lecturas de polaridad obtenidas de registros analógicos pertenecientes a estaciones de Centro y Sudamérica. Esta orientación para el mecanismo focal ha permitido obtener un correcto modelado de los registros, siendo la profundidad del foco ajustada en 45 km y difiere en 3 km de la calculada por el CMT ($h=48$ km).

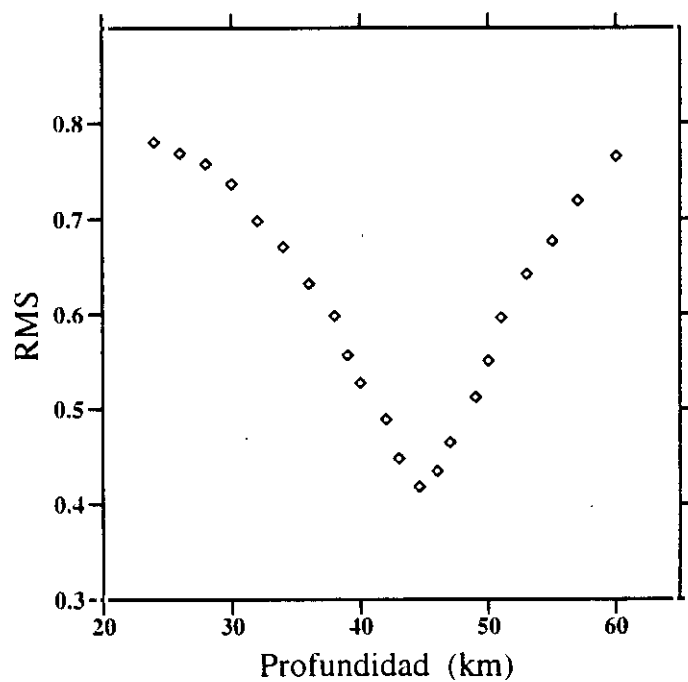


Figura 5.1.2.- Determinación de la profundidad del foco del terremoto del 7 de enero de 1990 (sismo 1) a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 7 DE ENERO DE 1990 (mb=5.9)

A: $148^\circ / 32^\circ / 78^\circ$ B: $314^\circ / 59^\circ / 97^\circ$
 $M_0 = 4.2 \times 10^{17} \text{ Nm}$ $h = 45 \text{ km}$

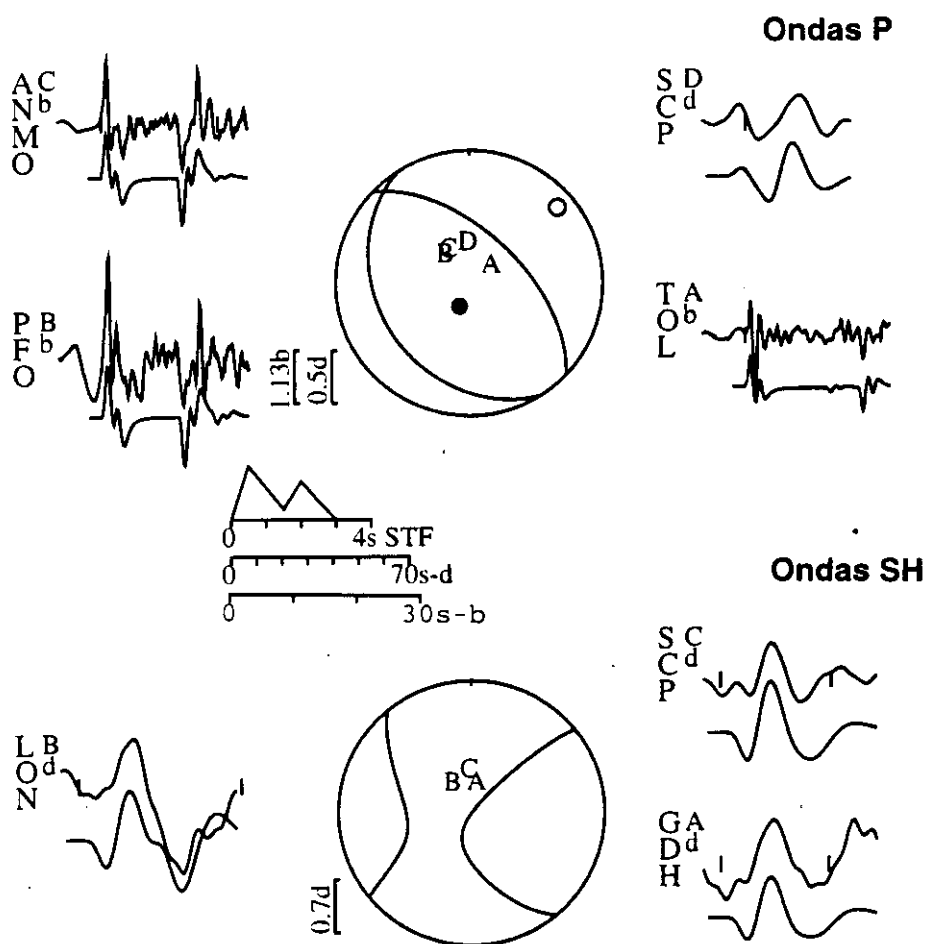


Figura 5.1.3.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 7 de enero de 1990 (sismo 1). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en velocidad y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Los ejes T y P sobre la esfera focal, están representados por un círculo en negro y otro en blanco. En el extremo inferior izquierdo de la esfera focal se muestra la escala vertical en micras. En la parte central de la figura, se presenta la función temporal de la fuente sísmica y debajo la escala horizontal en segundos para los registros utilizados. En la parte superior de la figura se indica la fecha y magnitud del terremoto. A y B indican la orientación de los planos nodales (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), M_0 y h son el momento sísmico escalar y la profundidad del foco.

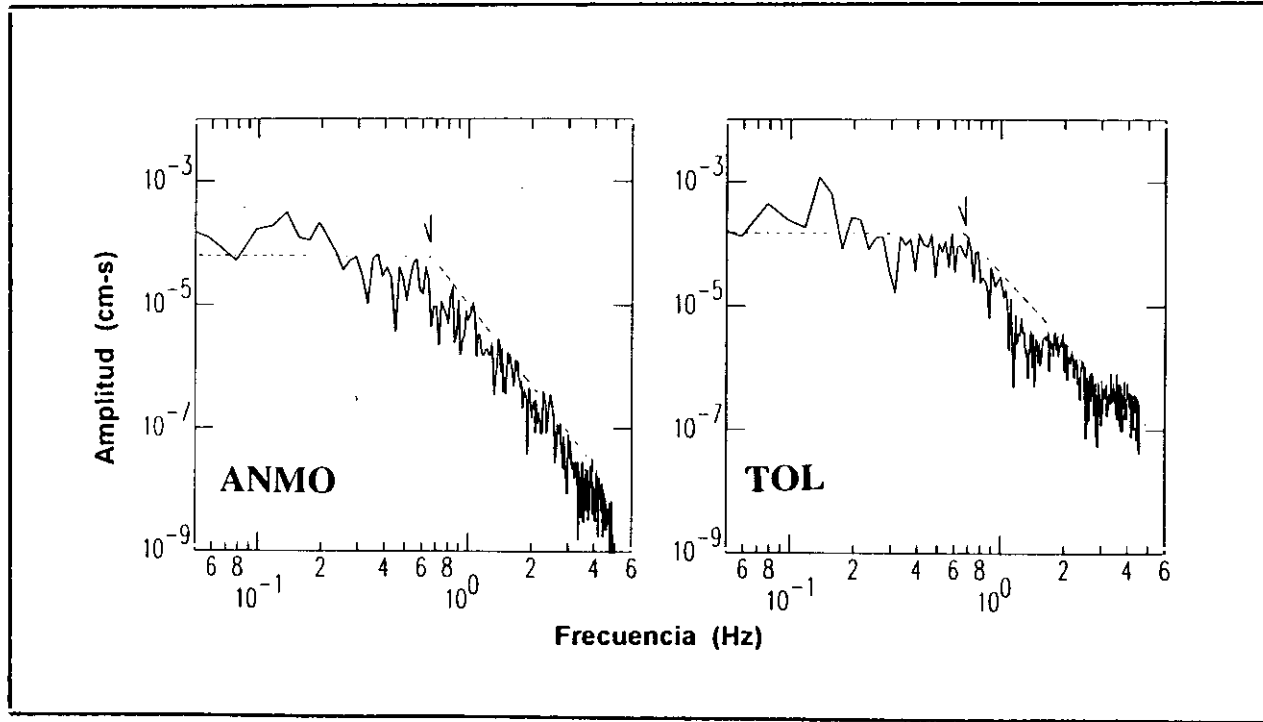


Figura 5.1.4.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 7 de enero de 1990 (sismo 1). La flecha indica la posición de la frecuencia esquina (f_c) y la línea la parte plana del espectro (Ω_0). Así mismo, se indica el código de la estación.

El momento sísmico escalar obtenido en la modelización (4.2×10^{17} Nm) y a partir del análisis espectral (3.4×10^{17} Nm) son del mismo orden. Sin embargo, estos valores son prácticamente el doble del calculado por el CMT (1.9×10^{17} Nm), siendo las diferencias posiblemente debidas al uso de diferentes métodos para el cálculo del mecanismo focal o por el uso de un número reducido de registros en la modelización y en el análisis espectral de ondas internas. Finalmente, el radio medio de fractura permite estimar un área de ruptura de 43 km^2 .

Tabla 5.1.4

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 7 de enero de 1990 (sismo 1). φ° = azimuth, δ° = buzamiento, λ° = ángulo de deslizamiento, M_0 = momento sísmico escalar y r = radio de fractura.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{17}$ Nm	r . km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad	A: 148 \pm 40	31 \pm 8	78 \pm 48			
Onda P	B: 314 \pm 10	59 \pm 5	97 \pm 30			
Modelización	A: 148	31	78	45	4.2	
	B: 314	59	97			
Análisis Espectral	Onda P				3.4 \pm 1.2	3.7 \pm 0.1
C.M.T.	A: 161	53	40	48	1.9	
	B: 278	59	135			

5.1.3- Terremoto del 30 de mayo de 1990 (mb=6.1).

El terremoto del 30 de mayo de 1990 (sismo 2) se produjo en la región Norte de Perú y su epicentro fue localizado a 27 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 5.1). Las intensidades máximas observadas fueron de VII MM en las localidades de Moyobamba y Rioja (Figura 5.1.6) y fue sentido en un radio de 300 km produciendo la muerte de 135 personas y más de 800 heridos (Huaco et al, 1990). Los parámetros del mecanismo focal para el terremoto del 30 de mayo, fueron previamente obtenidos por Tavera (1995) a partir de la polaridad de la onda P, modelización y análisis espectral de

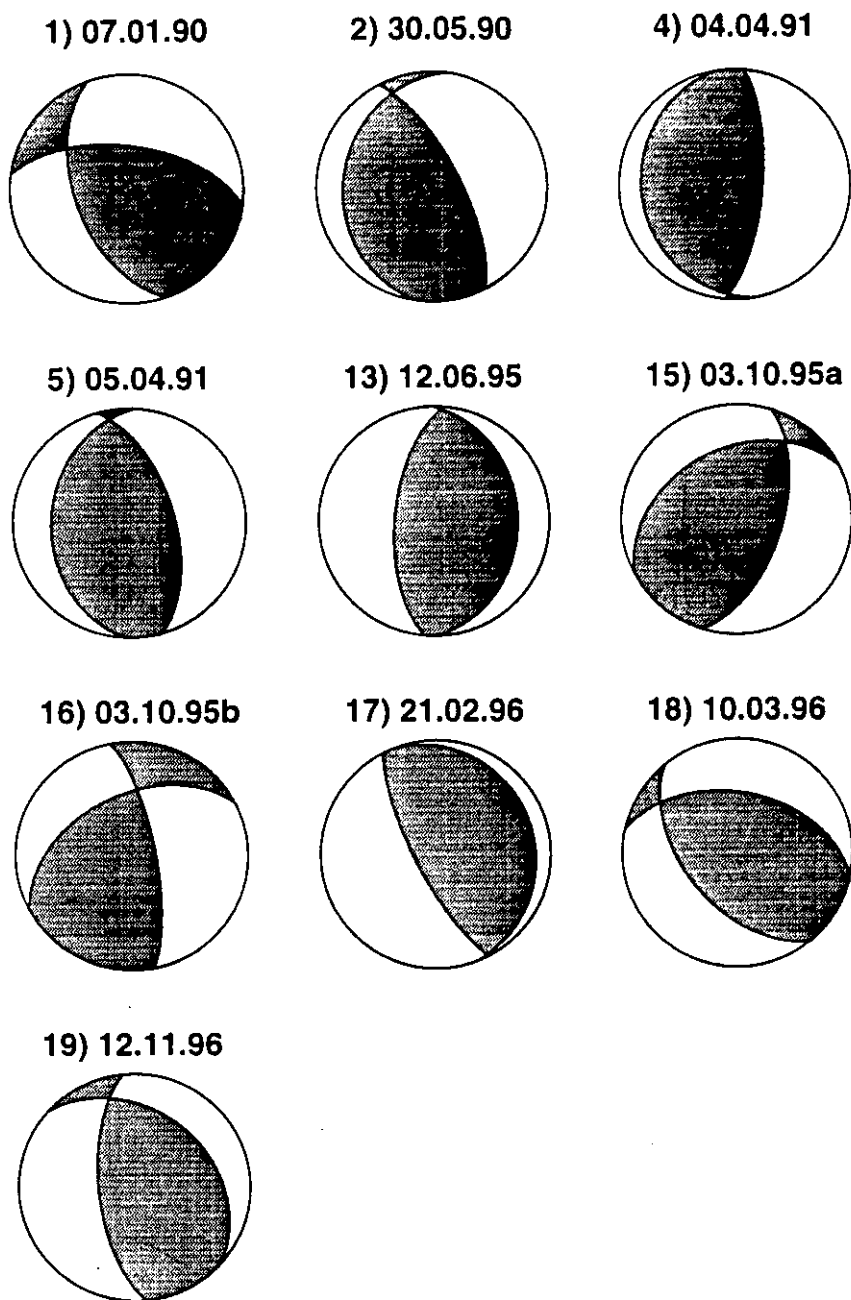


Figura 5.1.5- Mecanismos focales obtenidos por el CMT para los terremotos con foco a profundidad superficial analizados en el presente estudio ($h \leq 60$ km). Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. El cuadrante en negro representa las compresiones y el blanco las dilataciones. Otros ver Figura 5.1.1.

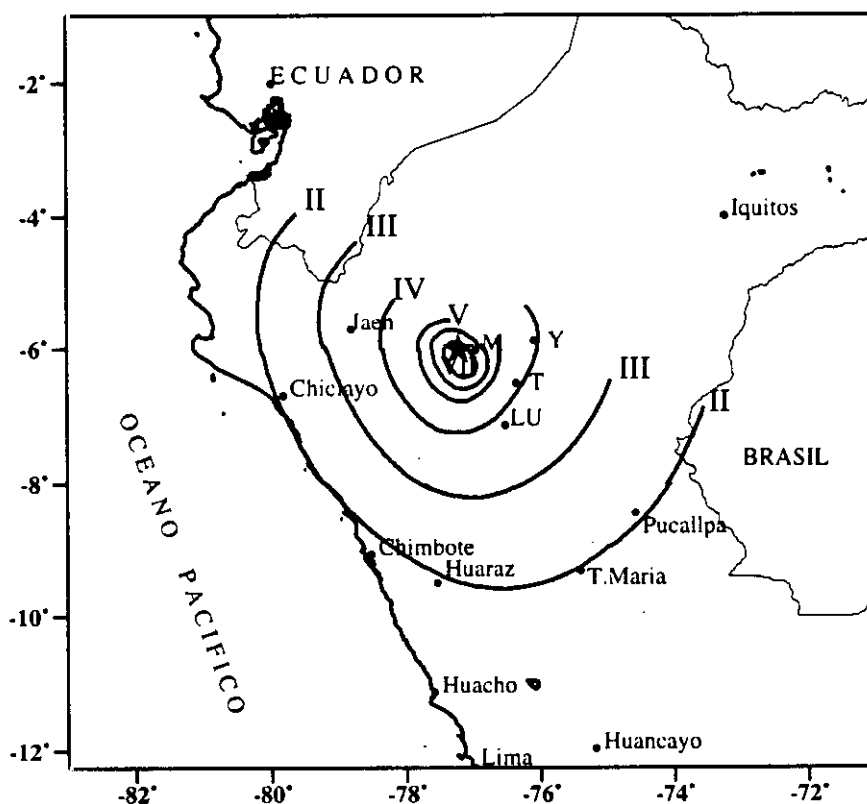


Figura 5.1.6- Mapa de intensidades sísmicas en la escala de Mercalli Modificada (MM) para el terremoto del 30 de mayo de 1990 ($m_b=6.1$), según Huaco et al (1990). La estrella indica el epicentro del terremoto y las letras las ciudades de: M= Moyobamba, Y= Yurimaguas, T= Tarapoto y LU= La Unión.

ondas de volumen. Los resultados describen un proceso complejo de ruptura asociado a dos fuentes con similar mecanismo focal de falla inversa y planos nodales orientados en dirección NW-SE. En el presente estudio, se analiza las formas de onda y se vuelve a modelar a fin de evaluar la solución obtenida por Tavera (1995).

La calidad de los registros de banda ancha (señal/ruido mayor a 150) permitió observar la complejidad del registro de la onda P, asociado probablemente a la generación de fuentes múltiples (Figura 5.1.7). Un pulso inicial de amplitud pequeña se identifica claramente en todos los registros y su origen podría deberse a la ocurrencia de un sismo precursor, 1.5-2 segundos antes del sismo principal (Figura 5.1.7). Así mismo, se observa que la orientación del primer pulso de la onda para el sismo precursor y principal son similares, lo que sugiere que ambos eventos presentan igual mecanismo focal y la misma profundidad para su foco. En general, la presencia de eventos precursores de magnitud pequeña segundos antes del registro del evento principal es causa de incertidumbre, pero en la Figura 5.1.7 se observa claramente que el terremoto del 30 de mayo se inicia con una lenta liberación de la energía asociada a un evento de magnitud pequeña antes de producirse el evento principal. Similares características se han observado para otros terremotos ocurridos en diferentes regímenes tectónicos (Bezzeghoud et al, 1989; Hwang et al, 1992; Ruff y Miller, 1994; Campos et al, 1994; Fuenzalida et al, 1995).

Para realizar la modelización, se ha seleccionado 9 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH distribuidos en su mayoría en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal. La falta de registros que permita cubrir el extremo sur de la esfera focal es debido a la ausencia de estaciones al Sur y al Oeste de la Sudamérica. El problema de cobertura azimutal para terremotos que ocurren en el extremo Oeste de Sudamérica ha sido discutido por Stauder (1975), Suarez et al, (1983) y Tavera (1995). Para el proceso de modelado se sigue el procedimiento descrito anteriormente hasta obtener un valor mínimo para el RMS de 0.39 (Figura 5.1.8). La solución final se presenta en la Figura 5.1.9 y corresponde a un mecanismo focal de falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE buzando uno de los planos 26° hacia el SW y el otro 65° hacia el NE respectivamente. Esta solución para el mecanismo focal, a

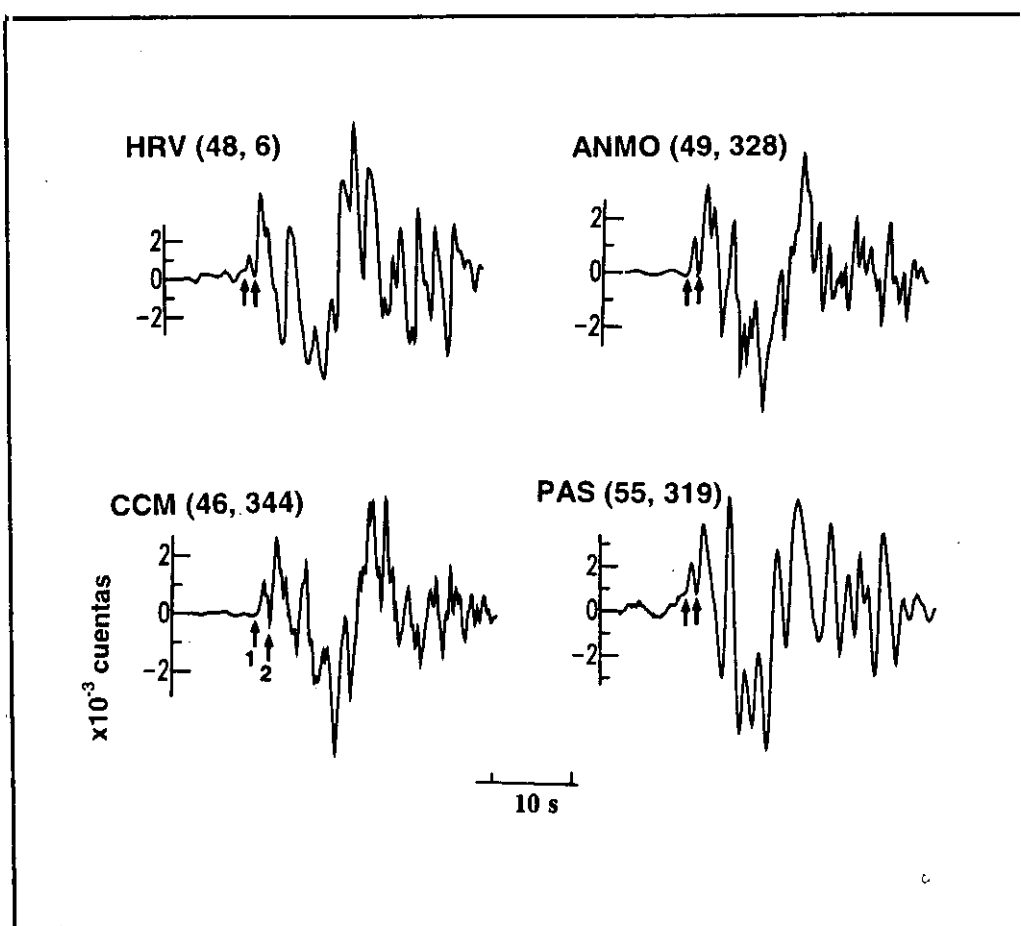


Figura 5.1.7.- Registros digitales en velocidad correspondientes al terremoto del 30 de mayo de 1990 ($m_b=6.1$). Las flechas indican el inicio de los dos eventos asociados al terremoto del 30 de mayo. En la parte superior se indica el código de la estación y entre paréntesis su distancia epicentral y el azimut en grados.

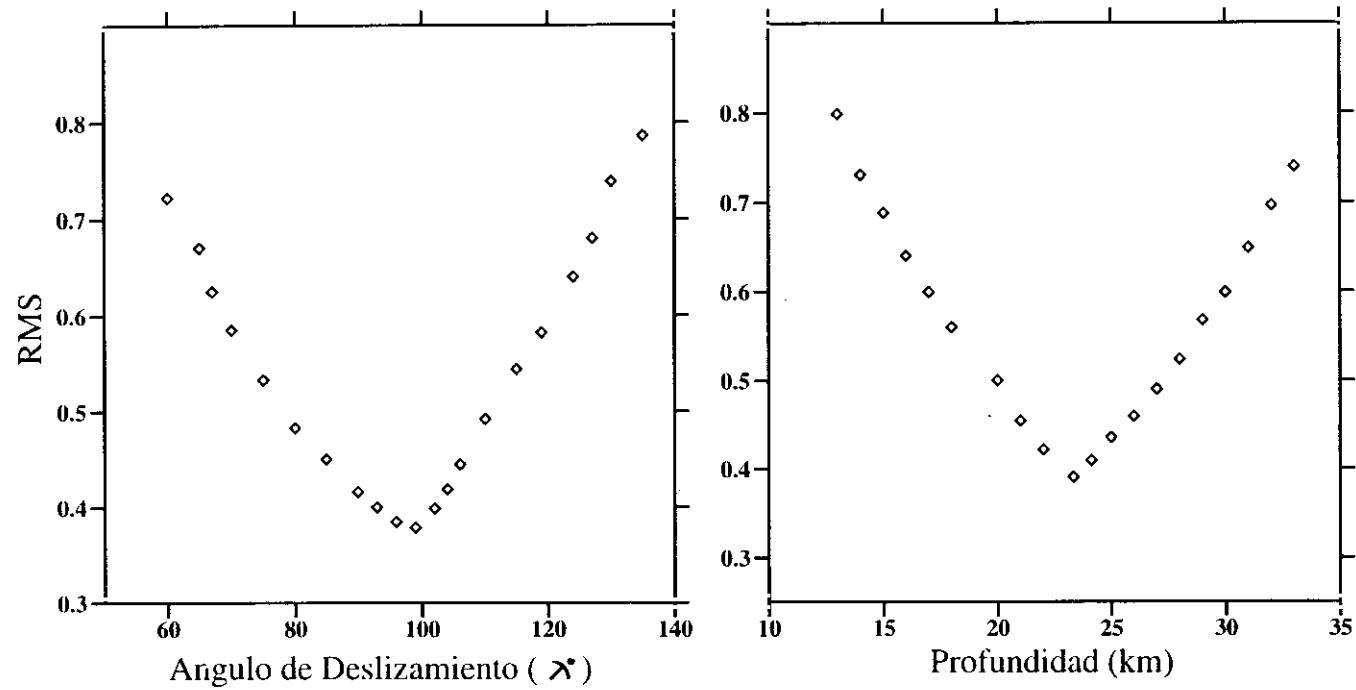


Figura 5.1.8.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 30 de mayo de 1990 (sismo 2), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 30 DE MAYO DE 1990 (mb=6.1)

A: $166^\circ / 26^\circ / 71^\circ$ B: $325^\circ / 66^\circ / 99^\circ$
 $M_0 = 5.2 \times 10^{18} \text{ Nm}$ $h = 23 \text{ km}$

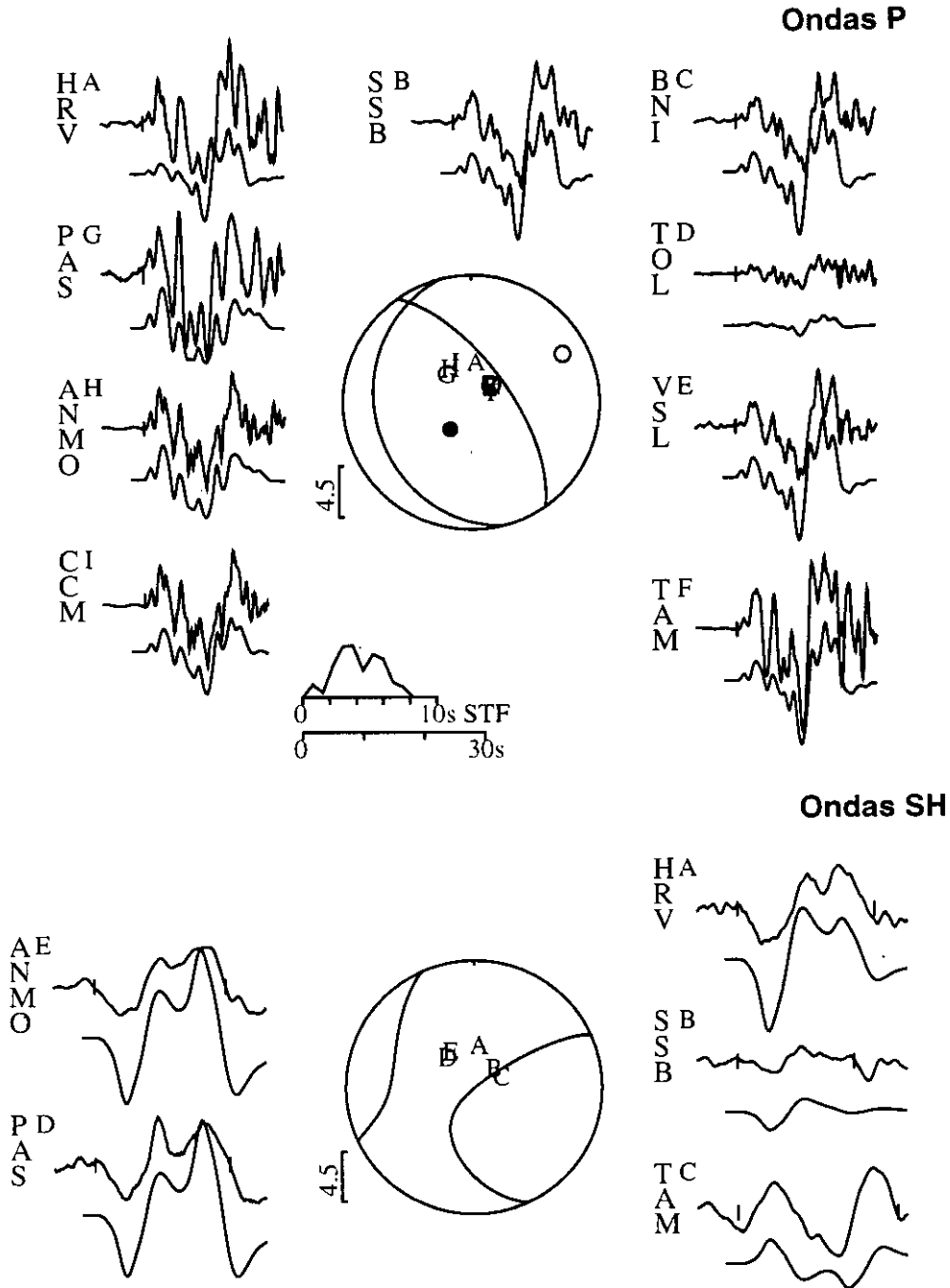


Figura 5.1.9.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 30 de mayo de 1990 (sismo 2). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en velocidad y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

diferencia de la obtenida a partir de la polaridad de la onda P, ha permitido modelar correctamente los primeros pulsos de la señal correspondiente al sismo precursor y sismo principal. En general, la correlación entre los sismogramas teóricos y observados de la onda P y SH es buena; sin embargo, el inicio de la onda P en los registros de las estaciones de TAM y TOL está parcialmente ajustada debido probablemente a la llegada de la fase PcP que aumenta su amplitud, pero que no resta validez a la presente solución. La función temporal de la fuente sísmica es compleja y muestra que durante los 8 segundos de duración de la ruptura, la energía se ha liberado en tres etapas sobre el mismo plano de falla. La primera fuente, corresponde a la energía liberada por un sismo pequeño con una duración de 1.5 segundos. El sismo principal esta compuesto por dos fuentes que se inician 1.5 segundos después de la primera y tienen duraciones de 3 y 3.5 segundos. El momento sísmico escalar total es de 5.2×10^{18} Nm y la profundidad del foco ha sido ajustada en 23 km.

En la Tabla 5.1.5 se presenta el resumen de los resultados obtenidos para el terremoto del 30 de mayo y se incluye los calculados por Tavera (1995) y por el CMT. La orientación del mecanismo focal obtenido por Tavera (1995) a partir de la polaridad de la onda P y la calculada en este estudio a partir de la modelización varían únicamente en el ángulo que define la orientación del plano nodal que buza hacia el SW con una diferencia de 42° en el sentido del movimiento de las agujas del reloj. Esta diferencia en la orientación del mecanismo focal, ha permitido modelar correctamente las formas de onda del sismo precursor y sismo principal identificados a priori. Esta nueva solución para la fuente sísmica, sugiere que el proceso complejo de ruptura del terremoto del 30 de mayo, ha sido debido a tres fracturas sobre un único plano de falla y no a dos planos de falla tal como indica Tavera (1995). La orientación del mecanismo focal calculada por el CMT (Figura 5.1.5), difiere de la obtenida en este estudio en el azimuth y en el ángulo de deslizamiento del plano nodal que buza hacia el SW con diferencias de 22° y 51° respectivamente. La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 23 km similar a la calculada por el CMT ($h=24$ km). El momento sísmico escalar obtenido en el presente estudio para el terremoto del 30 de mayo (5.3×10^{18} Nm), es igual al calculado por Tavera (1995) a partir de la modelización y análisis espectral de ondas de volumen (5.4×10^{18} Nm). Así mismo, este valor es del mismo orden que el obtenido por

el CMT (7.7×10^{18} Nm). La diferencia de valores puede ser debida a la mala cobertura azimutal de las estaciones utilizadas en este estudio con un vacío del orden de 180° .

Tabla 5.1.5

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 30 de mayo de 1990 (sismo 2). El asterisco corresponde a los resultados obtenidos por Tavera (1995). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{18}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P (*)	A: 124 \pm 17 B: 321 \pm 10	25 \pm 7 65 \pm 7	105 \pm 32 97 \pm 20			
Modelización (*)	A1: 166	25	71	23	3.5	
	B1: 325	66	99			
	A2: 177	31	58	21	1.5	
	B2: 321	64	108			
Análisis Espectral (*)	Onda P				5.4 \pm 1.5	16.2 \pm 1.2
Modelización (este estudio)	A: 166	25	71	23	5.3	
	B: 325	66	99			
C.M.T.	A: 188	24	122	24	7.7	
	B: 333	70	77			

5.1.4- Terremoto del 4 de abril de 1991 (mb=6.0).

El terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4), se produjo después de casi un año en la misma región del terremoto del 30 de mayo de 1990 (sismo 2) y su epicentro fue localizado a 22 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 5.1). Para calcular la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P, se dispuso de 34 lecturas de polaridad (Tabla 5.1.6) y el mecanismo focal obtenido corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S buzando 24° y 66° hacia el Oeste y Este respectivamente (Figura 5.1.1). La distribución de las lecturas de polaridad sobre la esfera focal, ha permitido ajustar la orientación del plano nodal que buza hacia el Este ($\delta=66^\circ \pm 5^\circ$), siendo el plano con buzamiento al Oeste el menos controlado debido a la ausencia de estaciones sísmicas al Sur y al Oeste de Sudamérica. Los valores de la

Tabla 5.1.6

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4). El asterisco indica las estaciones usadas en la modelización. Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	5.5	45.6	C	P
TOL	48.2	81.0	C	P*
TAM	66.6	85.6	C	P*,SH*
ITR	96.4	38.5	D	P
BDF	110.8	30.2	D	P
VAO	123.2	33.6	D	P
PPD	125.1	29.6	D	P
ZOBO	139.8	13.5	D	P
LPB	140.4	13.7	D	P
CNCB	140.8	13.9	D	P
SLA	150.2	21.7	D	P
TCA	156.5	27.8	C	P
ANTO	160.5	18.7	D	P
RTLL	163.2	26.4	C	P
RTCB	163.9	26.5	C	P
RTRS	164.2	25.0	C	P
RFA	165.5	29.7	C	P
RPN	231.9	37.1	C	P
SBC	318.1	56.9	C	P*
PAS	318.7	55.7	C	P*,SH*
PFOT	319.3	54.2	C	P,SH*
UNM	319.7	33.3	C	P*
ISA	320.0	56.8	C	P*
GSC	320.6	55.5	D	P,SH*
ANMO	327.9	49.2	C	P*,SH*
JUD	332.4	18.1	C	P
CAO	333.0	17.5	C	P
JTS	334.3	17.9	C	P
QPS	335.5	16.8	C	P
COL	336.2	87.3	C	P
CDM	336.8	16.8	C	P
POAZ	336.9	17.5	C	P
VTU	337.5	17.3	C	P
TIG	337.6	16.2	C	P

desviación típica para el azimut ($\phi=197^{\circ}\pm43^{\circ}$) y el ángulo de deslizamiento ($\lambda=84^{\circ}\pm39^{\circ}$) son mayores para este plano (Tabla 5.1.1)

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se ha seleccionado 7 registros de la onda P y 5 de la onda SH (registros en velocidad), distribuidos en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (Tabla 5.1.6). Durante el año de 1991, el número de estaciones sísmicas digitales en Sudamérica era mínimo; por lo tanto, los datos de que se dispone corresponden a estaciones de Norteamérica y Europa cubriendo solo 180° de la esfera focal. Para modelar este terremoto se ha seguido el esquema descrito anteriormente hasta lograr obtener para la solución un RMS de 0.38 variando únicamente la profundidad del foco (Figura 5.1.10). En la solución final, la orientación del mecanismo focal es igual a la obtenida a partir de la polaridad de la onda P (Figura 5.1.11). En esta solución se observa que las fases pP, sP y sS están bien correlacionadas y han permitido ajustar correctamente la profundidad del foco; sin embargo, las estaciones de TAM(P) y TOL(P) presentan complejidades en el registro de la fase P que no están presentes en las estaciones localizadas al Oeste de la esfera focal lo que también puede observarse en el sismo anterior (sismo 2). El origen de estas complejidades, puede ser atribuido a la llegada de la fase PcP, debido a que ambas estaciones se localizan a distancias mayores a 80° . La función temporal de la fuente sísmica es simple con una duración de 6 segundos y muestra que durante el terremoto la energía se ha liberado en su mayor parte durante los primeros 4 segundos de fractura y en menor porcentaje durante los 2 últimos. El momento sísmico escalar es de 2.3×10^{18} Nm, y la profundidad del foco ha sido estimada en 22 km.

El momento sísmico escalar y el radio de fractura han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 9 registros de la onda P. En la Figura 5.1.12 se presenta como ejemplo los espectros obtenidos para las estaciones de ISA y ANMO. En los espectros calculados se observa que la parte plana del espectro varía entre $1.2\text{--}2.5\times10^{-3}$ cm-s y corresponde a un valor medio para el momento sísmico escalar de $3.6\pm0.9\times10^{18}$ Nm. Los valores para la frecuencia esquina son del orden de $1.9\text{--}2.3\times10^{-1}$ Hz y permiten estimar un radio medio de fractura de 12.0 ± 0.7 km. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 4 de abril.

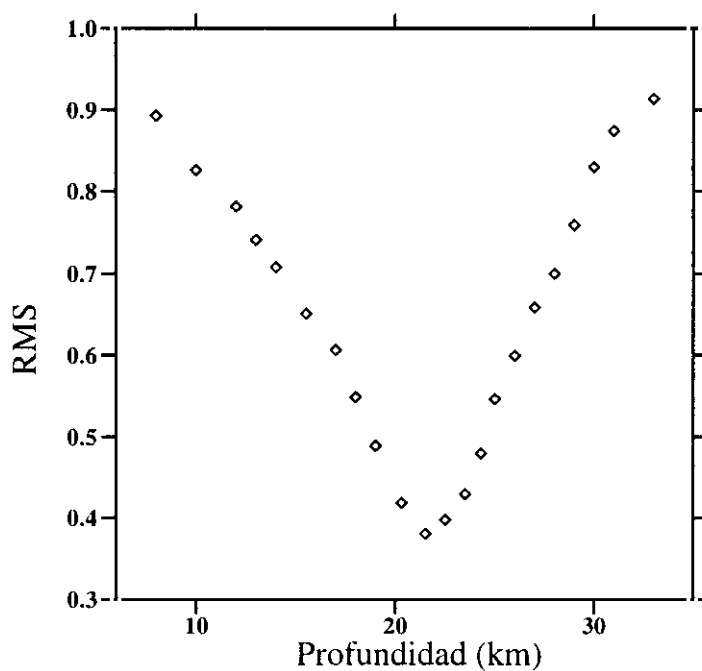


Figura 5.1.10.- Determinación de la profundidad del foco del terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4) a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 4 DE ABRIL DE 1991 (mb=6.0)

A: 197° / 24° / 84° B: 10° / 66° / 93°
 $M_0 = 2.3 \times 10^{18}$ Nm h = 22 km

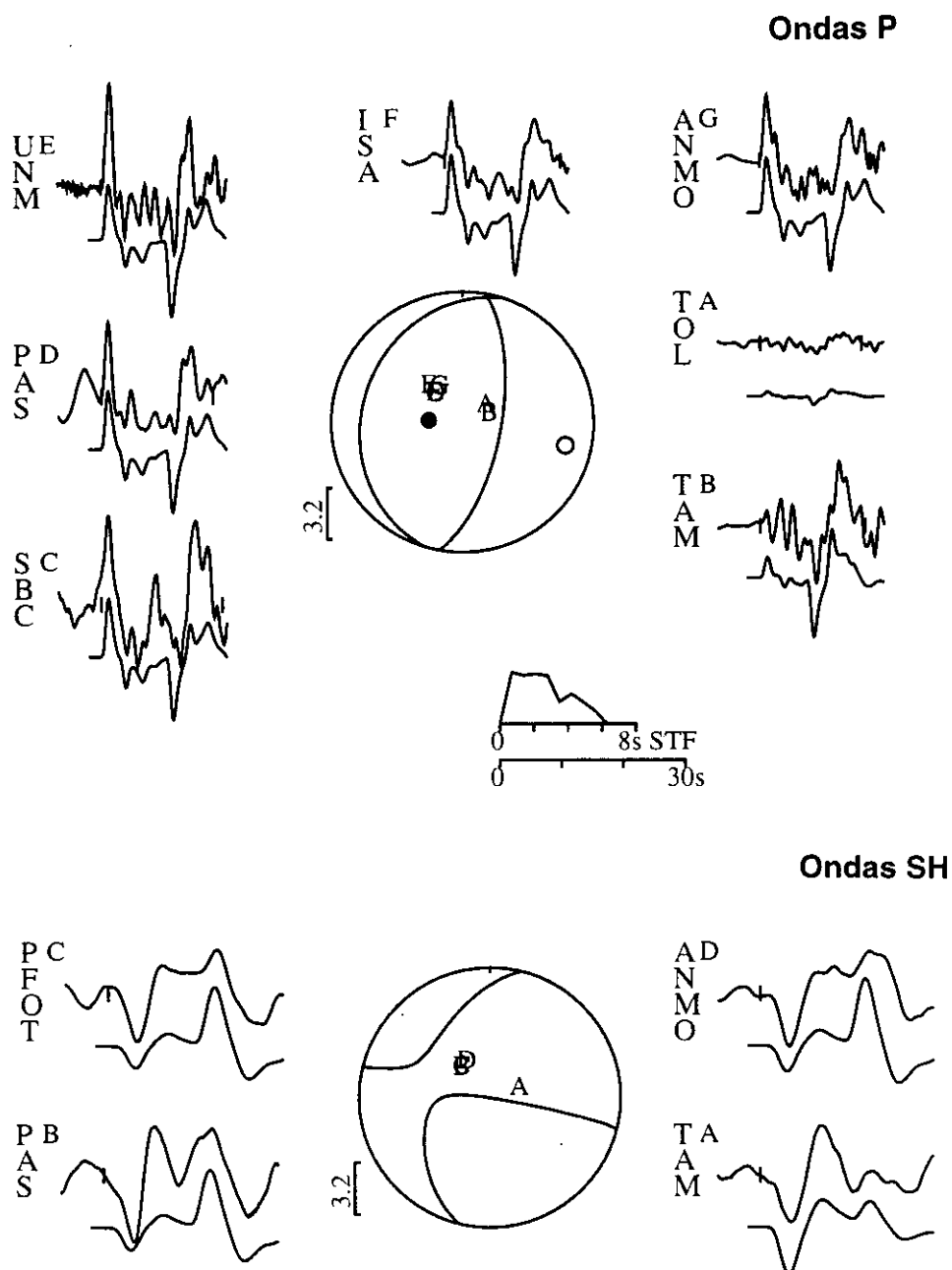


Figura 5.1.11.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en velocidad y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

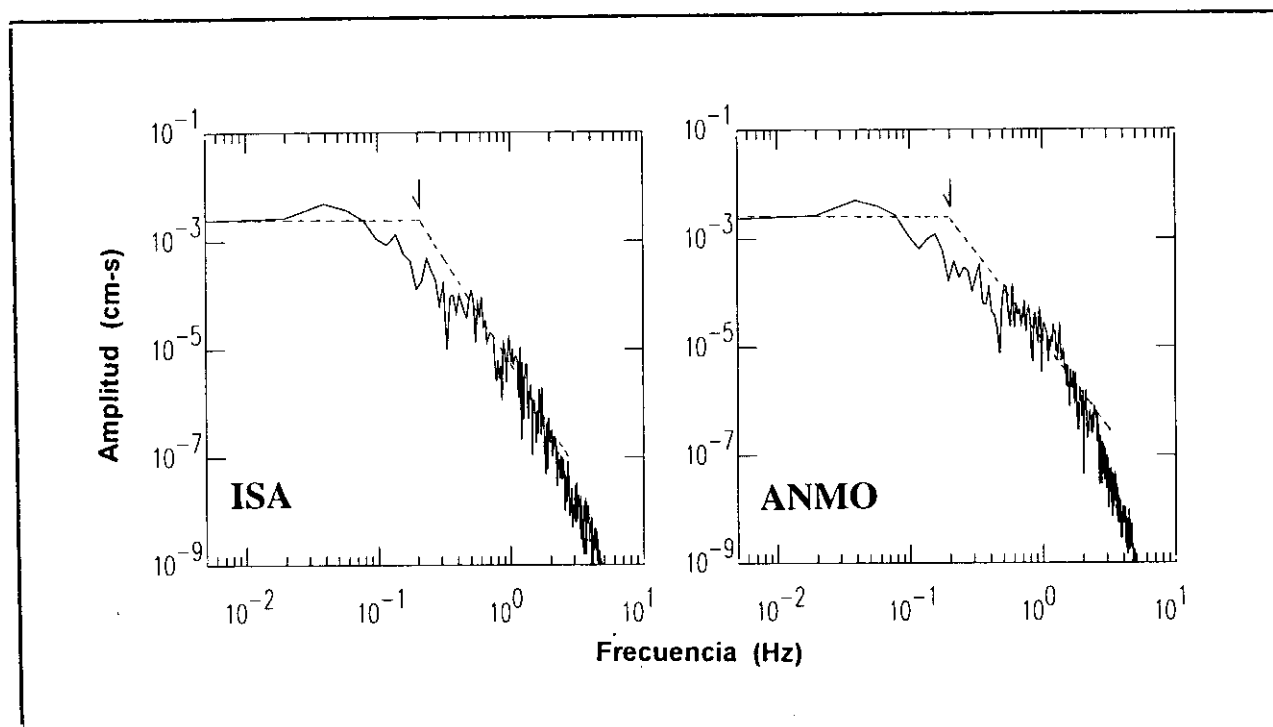


Figura 5.1.12.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4). Otros ver Figura 5.1.4.

El resumen de los resultados obtenidos para el terremoto del 4 de abril se presenta en la Tabla 5.1.7, además de los calculados por el CMT (Figura 5.1.5). La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P y modelización son idénticas, pero ambas soluciones son diferentes al calculado por el CMT en la orientación del plano nodal que buza hacia el Oeste con diferencias de 26° para el azimut, 4° para el buzamiento y de 19° para el ángulo de deslizamiento. Estas diferencias se encuentran dentro de los valores obtenidos para las desviaciones típicas de los parámetros que definen la orientación del mecanismo focal (Tabla 5.1.7). La profundidad del foco de 22 km, es menor en 5 km a la calculada por el CMT (h=27 km) y las dimensiones del momento sísmico escalar obtenidas a partir de la modelización (2.4×10^{18} Nm) y análisis espectral (3.6×10^{18} Nm) son menores que el calculado por el CMT (5.0×10^{18} Nm). Estas diferencias pueden ser debidas a la mala distribución acimutal de las estaciones utilizadas en el modelado del terremoto con ausencia de datos en el 3^{er} y 4^{to} cuadrante de la esfera focal y también por el hecho de que en el análisis espectral solo se utilizaron datos de ondas P. Sin embargo, se puede asumir que las dimensiones del momento sísmico escalar se encuentran dentro de este rango, es decir entre 2.4 - 5.0×10^{18} Nm. El radio medio de fractura de 12 km permite estimar un área de ruptura de 452 km².

Tabla 5.1.7

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁸ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 197±43	24±5	84±39			
	B: 10±13	66±5	93±17			
Modelización	A: 197	24	84	21	2.4	
	B: 10	66	93			
Análisis Espectral	Onda P				3.6±0.9	12.0±0.7
C.M.T.	A: 171	20	103	27	5.0	
	B: 5	70	85			

5.1.5- Terremoto del 5 de abril de 1991 (mb=6.5).

El terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5), se produce 13 horas después del sismo 4 y fue localizado a 18 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 5.1). Este terremoto, de mayor magnitud que los sismos 2 y 4 ocurridos en la misma región, produce la muerte de 53 personas, 252 heridos y daños de consideración en 8,000 viviendas de las ciudades de Rioja, Moyobamba y Nueva Cajamarca. Las intensidades máximas observadas fueron de VII MM en el área de Moyobamba y Rioja (Figura 5.1.13) y fue sentido en un radio de 300 km aproximadamente (Huaco et al, 1992). Para calcular la orientación del mecanismo focal se utilizaron 31 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.1.8) y la solución obtenida para la orientación del mecanismo focal corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE buzando uno de los planos 35° hacia el WSW y el otro 57° hacia el ENE (Figura 5.1.1). La orientación de los planos nodales está poco controlada debido a la falta de datos de polaridad que permitan cubrir el total de la esfera focal. Esta característica se refleja en los valores altos obtenidos para la desviación típica de cada parámetro que define la orientación del mecanismo focal (Tabla 5.1.1).

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se ha seleccionado 7 registros de la onda P y 3 de la onda SH (registros en velocidad) distribuidos en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal y con ausencia de datos en unos 180° (Tabla 5.1.8). El esquema descrito anteriormente para realizar el modelado de ondas de volumen permitió modelar los primeros 2 segundos de señal y evaluar la variación del ángulo de deslizamiento y la profundidad del foco hasta converger a un valor mínimo para el RMS de 0.52 (Figura 5.1.14a). Para modelar el total del registro, se consideró la existencia de una segunda fuente que explique las formas de onda mas allá de los primeros dos segundos de señal. La orientación del mecanismo focal, la profundidad y la función temporal de la fuente sísmica de la primera fuente fueron fijadas. Para la segunda fuente se consideró un mecanismo focal con orientación igual a la obtenida a partir de la onda P. Después de las primeras iteraciones se observa que la orientación del plano nodal que buza hacia el WSW no varía, por lo que se procedió a fijar su azimut y buzamiento. Nuevas iteraciones permitió obtener una mejor correlación entre los

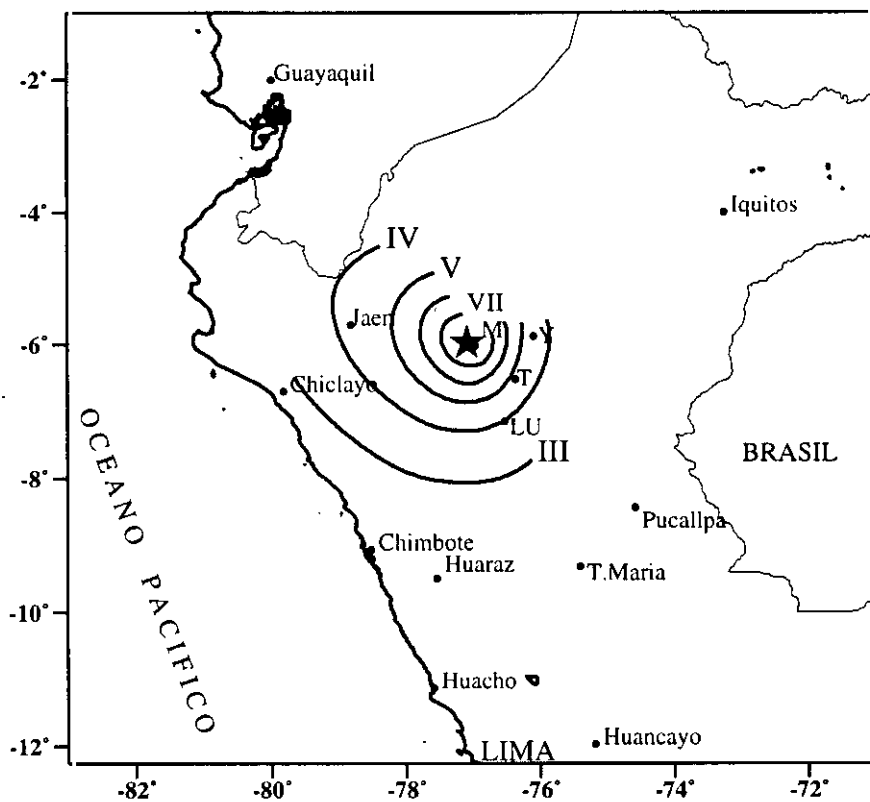


Figura 5.1.13.- Mapa de intensidades sísmicas en la escala de Mercalli Modificada (MM) para el terremoto del 5 de abril de 1991 ($m_b=6.5$), según Huaco et al (1992). La estrella corresponde a la posición del epicentro del terremoto. Otros ver Figura 5.1.6.

Tabla 5.1.8

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5). El asterisco indica las estaciones usadas en la modelización. Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
GDH	8.4	76.8	C	P
ECH	41.7	90.5	C	P
SSB	44.3	88.3	C	P
TOL	48.2	80.9	C	P*
TAM	66.6	85.5	C	P*,SH*
ITR	96.5	38.4	C	P
VAO	123.3	33.6	C	P
PPD	125.2	29.6	C	P*
ZOBO	140.0	13.5	C	P
LPB	140.7	13.7	D	P
CNCB	141.1	13.9	C	P
SLA	150.4	21.7	C	P
TCA	156.6	27.8	C	P
ANTO	160.6	18.7	C	P
RTLL	163.3	26.4	D	P
RTCB	163.9	26.5	C	P
RTRS	164.3	25.1	C	P
RFA	165.6	29.7	C	P
PEL	168.4	27.7	C	P
RPN	231.9	37.2	C	P
SBC	318.1	56.8	C	P
PAS	318.7	55.6	C	P*,SH*
PFOT	319.3	54.2	C	P
UNM	319.6	33.2	C	P*
ISA	319.9	56.8	C	P,SH*
GSC	320.6	55.5	C	P
CMB	321.0	59.4	C	P
COR	325.4	65.2	C	P*
ANMO	327.8	49.2	C	P*
COL	336.2	87.3	C	P*,SH*
SCP	359.2	46.5	C	P

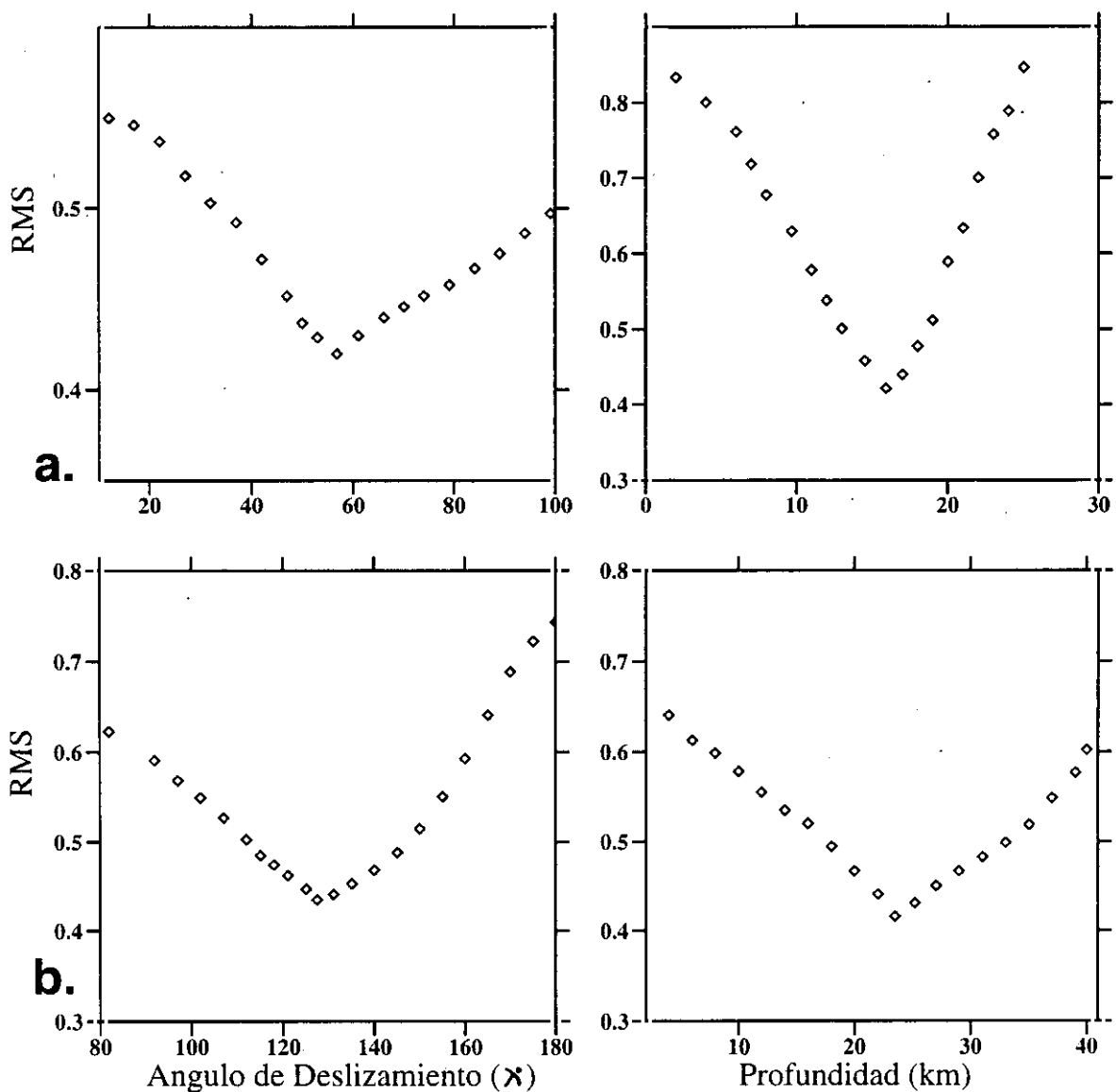


Figura 5.1.14.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco del primer (a) y segundo evento (b) del terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5) a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

sismogramas teóricos y observados, siendo nuevamente evaluados el ángulo de deslizamiento y la profundidad de la segunda fuente hasta obtener un valor mínimo para el RMS de 0.41 (Figura 5.1.14b). En la Figura 5.1.14 se observa que el ángulo de deslizamiento para el primer evento no está bien ajustado, obteniéndose valores de RMS mínimos para ángulos comprendidos entre 50° y 70° , siendo la profundidad del foco mejor ajustada. Este rango de incertidumbre es debido probablemente a la falta de un número mayor de registros que permitan tener mayor control sobre la orientación de los planos nodales. Para el segundo evento, el ángulo de deslizamiento y la profundidad del foco ha sido mejor determinado.

La solución final para el sismo del 5 de abril (Figura 5.1.15), describe la ocurrencia un terremoto complejo formado por dos fuentes con diferente orientación. Los mecanismos focales corresponden a fallas inversas con uno de los planos nodales común para las dos fuentes y orientado en dirección NNW-SSE (plano con buzamiento hacia el WSW). La orientación del segundo plano varía desde NW-SE para la primera fuente, hasta NE-SW para la segunda. La correlación entre los sismogramas teóricos y observados es buena tanto para la onda P como para la onda SH. En la Figura 5.1.16, se presenta un resumen de las pruebas realizadas para modelar el terremoto del 5 de abril. En la primera fila se muestra 5 registros seleccionados del total utilizado en la modelización y la solución corresponde a la obtenida en este estudio. En la segunda fila se muestra la solución obtenida a partir de la primera fuente y en la tercera a partir de la segunda. La cuarta fila corresponde a la solución obtenida a partir de la orientación del mecanismo focal calculada por el CMT (Figura 5.1.5). Para obtener las soluciones de las tres últimas filas, todos los parámetros fueron fijados a excepción de la función temporal de la fuente sísmica. En la segunda fila, se observa un buen ajuste para la correlación teórico-observado del primer impulso de la onda P y SH respectivamente, siendo el resto de la señal no modelada. En la tercera fila, la correlación entre los registros teóricos-observados después de los dos primeros segundos para la onda P y SH es bastante buena. La suma de ambas soluciones permite obtener la solución mostrada en la primera fila. En la cuarta fila, se observa que el ajuste entre los registros teóricos-observados para la onda P y especialmente para la onda SH, es muy pobre si se consideran los parámetros calculados por el CMT para el mecanismo focal.

TERREMOTO DEL 5 DE ABRIL DE 1991 (mb=6.5)

$A_1: 167^\circ / 35^\circ / 57^\circ$ $B_1: 308^\circ / 61^\circ / 111^\circ$

$M_0 = 1.9 \times 10^{18} \text{ Nm}$ $h = 16 \text{ km}$

$A_2: 170^\circ / 33^\circ / 127^\circ$ $B_2: 32^\circ / 64^\circ / 68^\circ$

$M_0 = 4.0 \times 10^{18} \text{ Nm}$ $h = 23 \text{ km}$

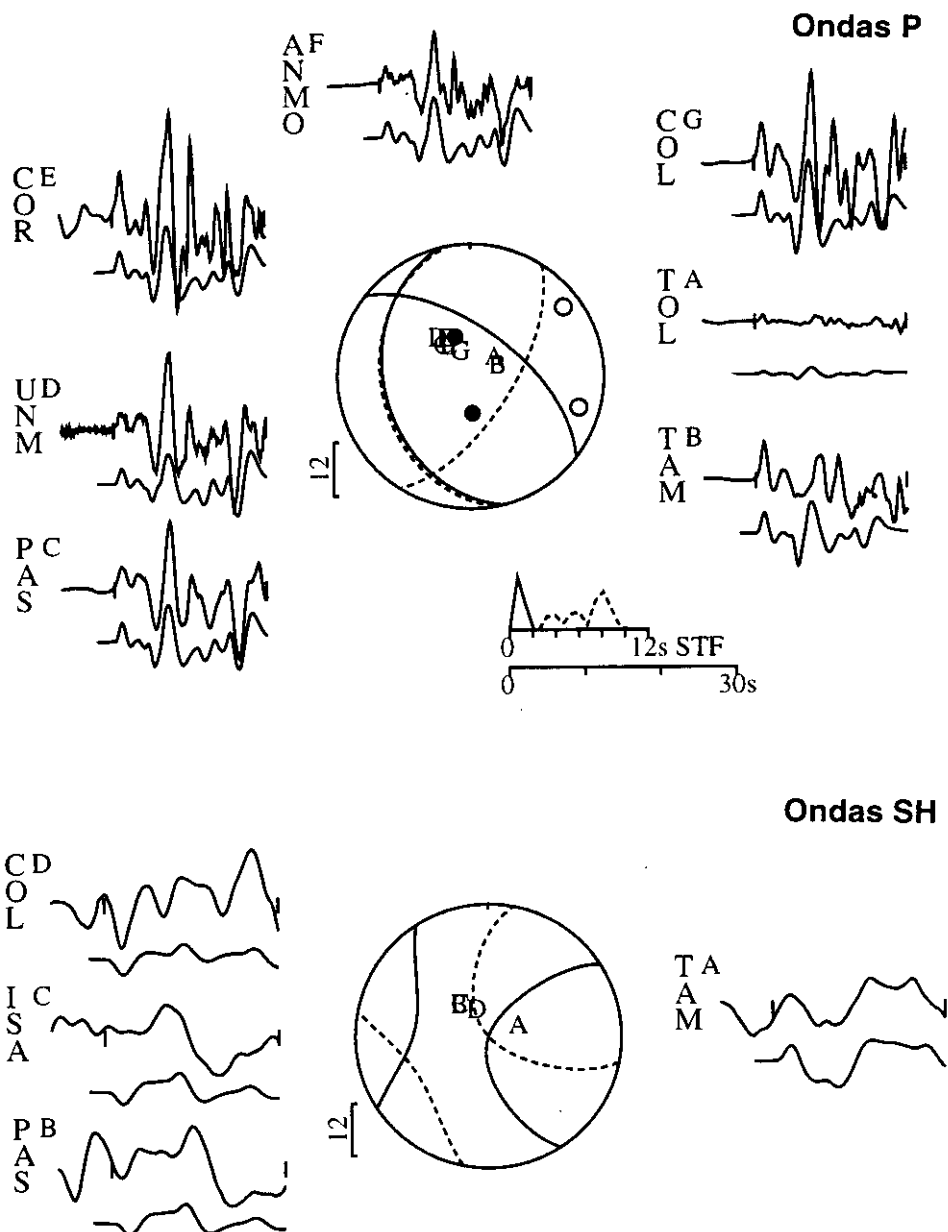


Figura 5.1.15.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en velocidad y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. La interlinea sobre el mecanismo focal y la función temporal de la fuente sísmica, corresponden al segundo evento. Otros ver Figura 5.1.3.

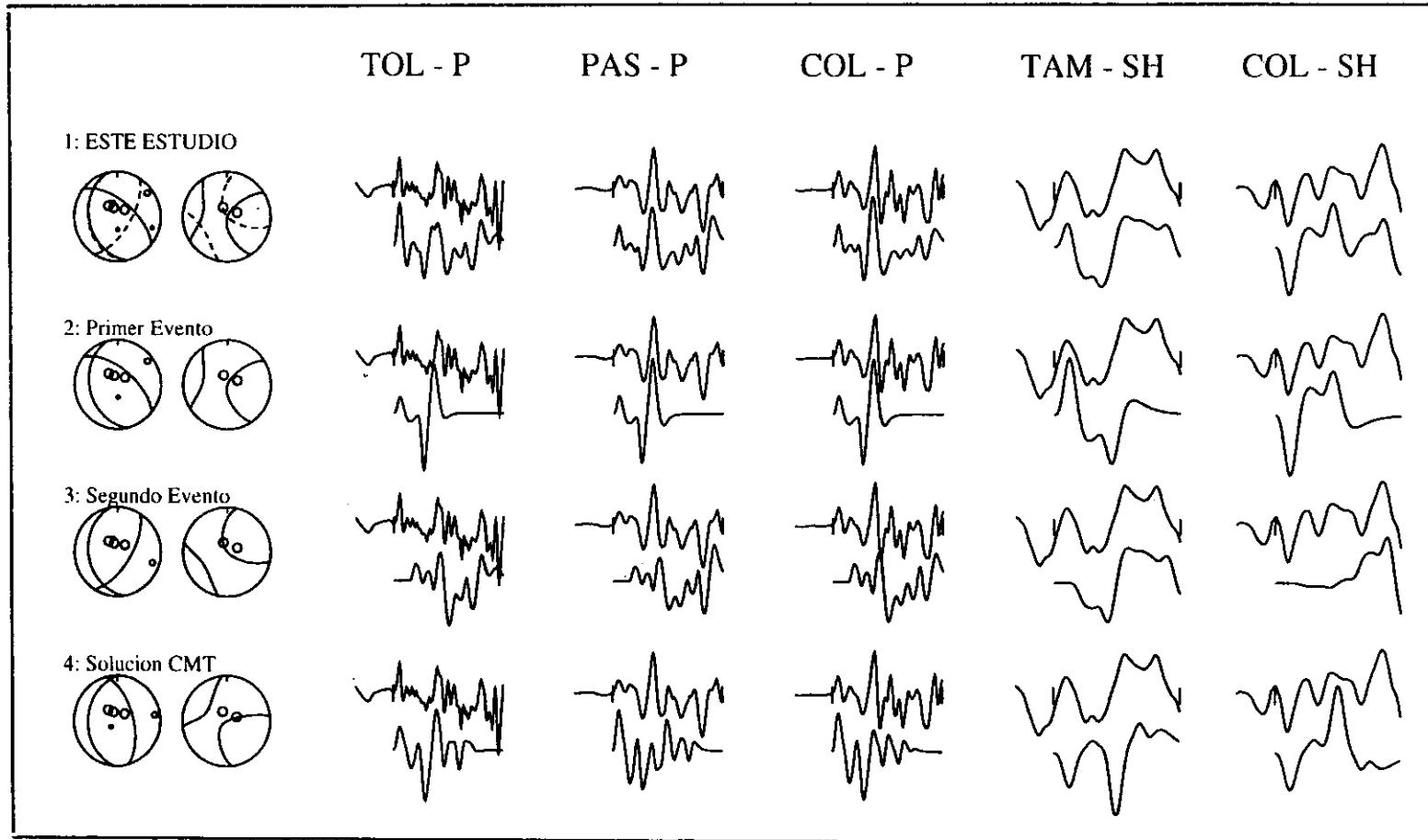


Figura 5.1.16.- Registros seleccionados para evaluar la solución obtenida a partir de la modelización para el terremoto del 5 de abril de 1991. El código de la estación identifica al registro en cada columna, además del tipo de onda utilizada (P y SH). Los círculos vacíos sobre la esfera focal, indican la posición de las estaciones seleccionadas. Cada fila corresponde a 1: solución obtenida en este estudio, 2: solución para el primer evento, 3: solución para el segundo evento y 4: solución obtenida a partir de los parámetros del CMT.

La función temporal de la fuente sísmica muestra la complejidad del proceso de ruptura del terremoto del 5 de abril. La duración total de la fractura es de 10 segundos con un momento sísmico escalar de 5.9×10^{18} Nm. La función fuente para el primer evento es simple y esta formada por un triángulo con una duración de 2 segundos y momento sísmico escalar de 1.9×10^{18} Nm. El segundo evento ocurre 2.5 segundos después del primero con un momento sísmico escalar de 4.0×10^{18} Nm y separado por una distancia de 11 km en dirección N226°. El proceso total de la ruptura se inicia con una lenta liberación de la energía durante los primeros 5 segundos, para luego liberar en los 3 últimos segundos la mayor cantidad de energía. La profundidad de la primera y segunda fuente ha sido estimada en 16 y 23 km respectivamente.

Para el cálculo del momento sísmico escalar y del radio de fractura a partir del espectro de la amplitud del desplazamiento, se ha utilizado 10 registros de la onda P y 7 de la onda S. En la Figura 5.1.17 se presenta dos ejemplos de los espectros calculados para el terremoto del 5 de abril y corresponden a las estaciones de SBC (onda P) y TAM (onda S). En los espectros obtenidos se observa que la parte plana para la onda P varía entre 2.5×10^{-3} cm-s, mucho mayor que los obtenidos para la onda S ($0.1-0.2 \times 10^{-3}$ cm-s) y equivalentes a valores medios para el momento sísmico escalar de $7.9 \pm 1.7 \times 10^{18}$ Nm para la onda P y de $6.4 \pm 1.4 \times 10^{18}$ Nm para la onda S. Igualmente, las frecuencias esquina para la onda P varían entre $2.2-3.5 \times 10^{-1}$ Hz y entre $1-1.2 \times 10^{-1}$ Hz para la onda S. Estos valores corresponden a radios medios de fractura de 9.1 ± 1.1 km para la onda P y 11.7 ± 0.7 km para la onda S. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 5 de abril.

Los resultados obtenidos para el terremoto del 5 de abril se presentan en la Tabla 5.1.9, además de los calculados por el CMT (Figura 5.1.5). El análisis realizado a priori sobre los registros del terremoto del 5 de abril, permitió considerar la ocurrencia de al menos dos eventos durante su proceso de ruptura. Esta observación ha permitido modelar con éxito la forma de onda de los registros seleccionados. La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P y la modelización para la primera y segunda fuente, tienen en común la orientación del plano nodal que buza hacia el WSW ($\phi=167^\circ$, $\delta=35^\circ$ y $\lambda=69^\circ$); mientras que la orientación del segundo plano

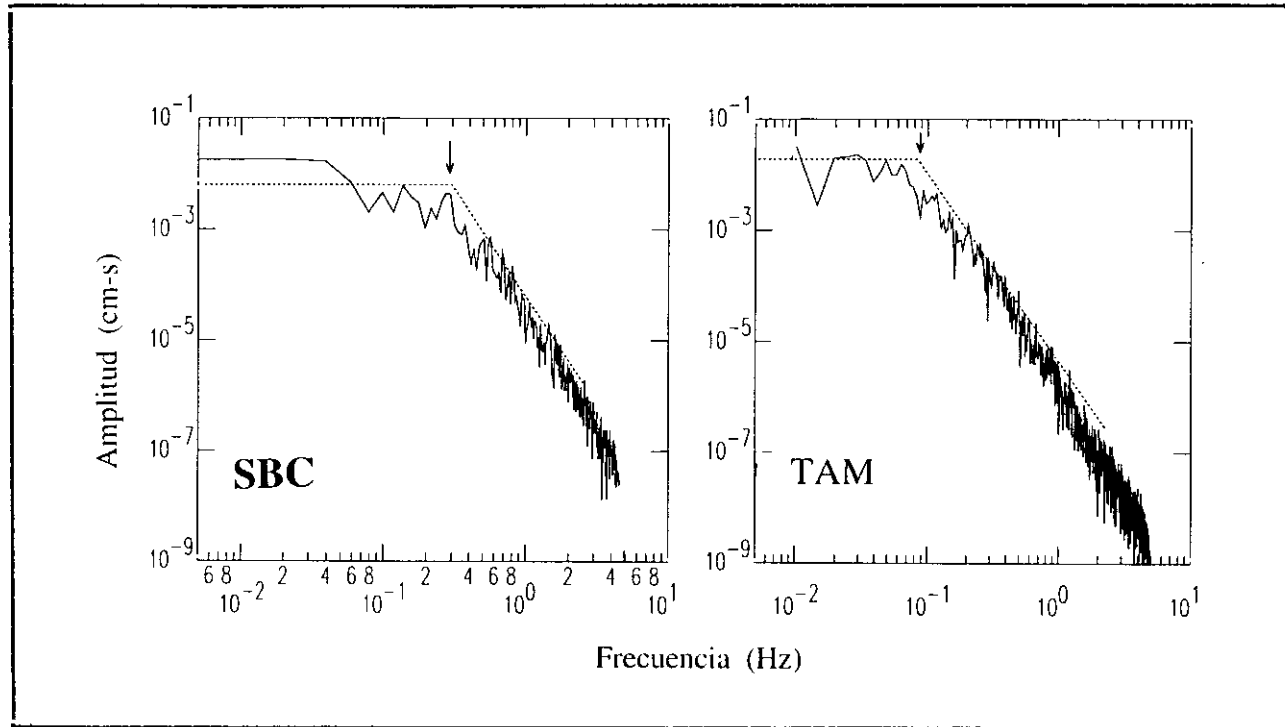


Figura 5.1.17.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P (SBC) y S (TAM) para el terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5). Otros ver Figura 5.1.4.

es diferente en cada solución. Se observa una mayor variación para el azimut y el ángulo de deslizamiento del primer y segundo evento en comparación con la solución obtenida a partir de la polaridad de la onda P (Tabla 5.1.9). La orientación del mecanismo focal calculada por el CMT está más cerca de la obtenida a partir de la polaridad de la onda P con diferencias menores de 22° para el azimut, 2° para el buzamiento y 5° para el ángulo de deslizamiento (Figura 5.1.5). Sin embargo, para modelar el total de los registros sísmicos ha sido necesario considerar dos fuentes y cuyas soluciones permiten explicar el proceso de ruptura del terremoto del 5 de abril. La profundidad estimada para la primera y segunda fuente es de 16 y 23 km respectivamente, ambas profundidades son menores a la calculada por el CMT para el terremoto del 5 de abril ($h = 40$ km). Igualmente, el momento sísmico escalar calculado a partir de la modelización ($5.9E+18$ Nm) y del análisis espectral de ondas P (7.9×10^{18} Nm) y S (6.4×10^{18} Nm) presentan valores similares; sin embargo, estos son 5 y 3 veces menores que el obtenido por el CMT (3.0×10^{19} Nm). Estas diferencias podrían deberse a que el M_0 calculado a partir de la modelización considera una fuente puntual y los valores del análisis espectral un modelo de falla circular. Estos resultados permiten deducir que para terremotos con magnitudes $m_b = 6.5$ es necesario el uso de fuentes extensas y fallas rectangulares para obtener valores correctos de M_0 . Así mismo, el área de fractura también puede estar infraestimado ($S = 340 \text{ km}^2$).

Tabla 5.1.9

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{18}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	167±46	35±19	69±51		
	B:	322±37	57±22	104±39		
Modelización	A1:	167	35	57	16	1.9
	B1:	308	61	111		
	A2:	170	33	127	23	4.0
	B2:	32	64	68		
Análisis Espectral	Onda P				7.9±1.7	9.1±1.1
	Onda S				6.4±1.4	11.7±0.7
C.M.T.	A:	183	33	74	40	30.0
	B:	344	58	100		

5.1.6- Terremoto del 12 de junio de 1995 (mb=5.8).

El terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13) ocurrió en la región central de Perú y su epicentro fue localizado a 125 km al NW de la ciudad de Tingo María (Figura 5.1). Para el cálculo de la orientación del mecanismo focal se ha utilizado 28 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.1.10) y la solución obtenida corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S y buzando 32° hacia el Este y 59° al Oeste respectivamente (Figura 5.1.1). Esta solución, ha sido parcialmente ajustada con lecturas de polaridad obtenidas de estaciones de Centro y Sudamérica; sin embargo, la falta de datos al Oeste de la esfera focal no facilita el control sobre el plano nodal que buza en esa dirección obteniéndose valores para la desviación típica de cada parámetro del mecanismo focal son del orden de 31° y 24° para el azimut, 10° y 8° para el buzamiento, 26° y 17° para el ángulo de buzamiento del primer y segundo plano nodal respectivamente (Tabla 5.1.1).

Para este terremoto (12 de Junio de 1995), la mayoría de los sismogramas seleccionados presentaban ruido de alta frecuencia que impedía identificar el registro del terremoto. Esta característica, era mayor en las componentes horizontales. Finalmente, se seleccionaron 4 registros de velocidad de la onda P distribuidos en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (Tabla 5.1.10). A fin de completar esta información, de manera especial se considera además el registro de la estación de SJG que aunque está en el límite inferior en cuanto a distancia epicentral se refiere ($\Delta=28^\circ$), se ha creído conveniente incluirlo debido a que permite cubrir parte del segundo cuadrante de la esfera focal. Todos los registros han sido integrados con el objetivo de poder realizar la modelización con señales en desplazamiento. Para realizar el modelado del terremoto se sigue la rutina descrita anteriormente hasta obtener un valor mínimo para el RMS de 0.51 evaluando principalmente la profundidad del foco (Figura 5.1.18). En la solución final (Figura 5.1.19) la orientación del mecanismo focal es idéntica a la obtenida a partir de la polaridad de la onda P, siendo la correlación entre los registros teóricos y observados buena para todas las estaciones y principalmente para las fases pP y sP que permiten ajustar la profundidad del foco. Sin embargo, la señal sísmica

Tabla 5.1.10

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13). El asterisco indica las estaciones usadas en la modelización. Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	4.1	50.7	C	P*
BOCO	7.9	12.9	C	P
SDV	17.2	17.8	C	P
SJG	20.1	27.9	C	P*
BORG	20.6	83.3	C	P
ESK	33.1	87.1	C	P
GRFO	40.6	94.4	C	P
KOG	60.6	26.7	C	P
DBIC	80.3	72.4	C	P*
BDFB	107.6	28.3	C	P
LPAZ	136.9	10.9	C	P
PLCA	172.4	32.6	C	P
PMSA	173.9	57.0	C	P
VNDA	190.6	88.5	C	P
CALB	318.7	58.4	C	P
PAS	318.9	58.2	D	P
DGR	319.2	57.1	C	P
SCZ	319.3	61.7	C	P
PFO	319.5	56.7	C	P
GLA	320.1	55.3	C	P
ISA	320.2	59.3	C	P
CMB	321.2	61.9	C	P
TUC	322.3	52.3	C	P
ANMO	327.9	51.8	C	P
JTS	333.8	20.5	C	P
COL	336.1	89.9	C	P*
FFC	343.8	66.5	C	P
SSPA	357.9	48.7	C	P*

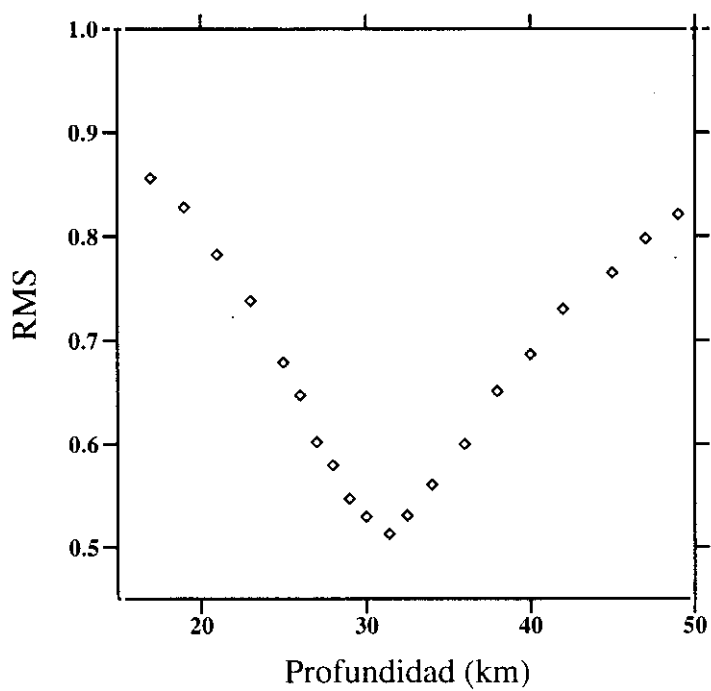


Figura 5.1.18.- Determinación de la profundidad del foco para el terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13) a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 12 DE JUNIO DE 1995 (mb=5.8)

A: $181^\circ / 59^\circ / 81^\circ$ B: $345^\circ / 32^\circ / 104^\circ$
 $M_0 = 1.2 \times 10^{17} \text{ Nm}$ $h = 31 \text{ km}$

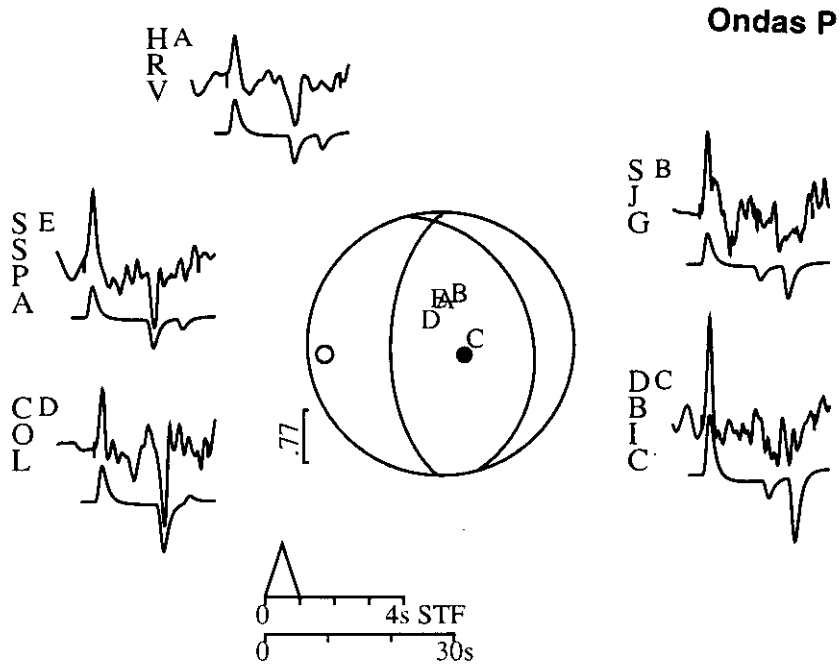


Figura 5.1.19.- Modelización de ondas P para el terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

presenta complejidades que pueden ser atribuidas únicamente al ruido de cada estación debido a la magnitud moderada del terremoto ($m_b=5.8$). La ausencia de registros de ondas S en la modelización del terremoto del 12 de junio, permite tener menor control sobre la orientación del mecanismo focal y sobre la profundidad del foco; sin embargo no resta validez a la solución obtenida en este estudio.

La función temporal de la fuente sísmica corresponde a un triángulo de 1 segundo de duración y momento sísmico escalar de 1.2×10^{17} Nm. La profundidad del foco ha sido ajustada en 31 km.

Para el cálculo del momento sísmico escalar y radio de fractura a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento se ha utilizado 4 registros de la onda P. En la Figura 5.1.20 se muestra como ejemplo los espectros obtenidos para las estaciones de DBIC y COL. La parte plana de los espectros presenta valores entre $4-7 \times 10^{-5}$ cm-s y corresponden a un momento sísmico escalar medio de $1.2 \pm 0.2 \times 10^{17}$ Nm. El radio medio de fractura ha sido estimado en 3.6 ± 0.2 km. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 12 de junio.

Los resultados obtenidos en este estudio para el terremoto del 12 de junio y los calculados por el CMT se presentan en la Tabla 5.1.11. La orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P y la modelización de ondas de volumen son idénticas; sin embargo, ambas difieren de la calculada por el CMT en la orientación del plano nodal con buzamiento hacia el Este con diferencias de 14° para el azimut, 4° para el buzamiento y 9° para el ángulo de deslizamiento (Figura 5.1.5). Así mismo, la profundidad para el foco de 31 km es del mismo orden que el obtenido por el CMT ($h=34$ km). El momento sísmico escalar obtenido a partir de la modelización y del análisis espectral son iguales (1.2×10^{17} Nm) y coherentes con el calculado por el CMT (1.3×10^{17} Nm). El radio medio de fractura obtenido en este estudio permite estimar un área de ruptura de 41 km^2 para el terremoto del 12 de junio.

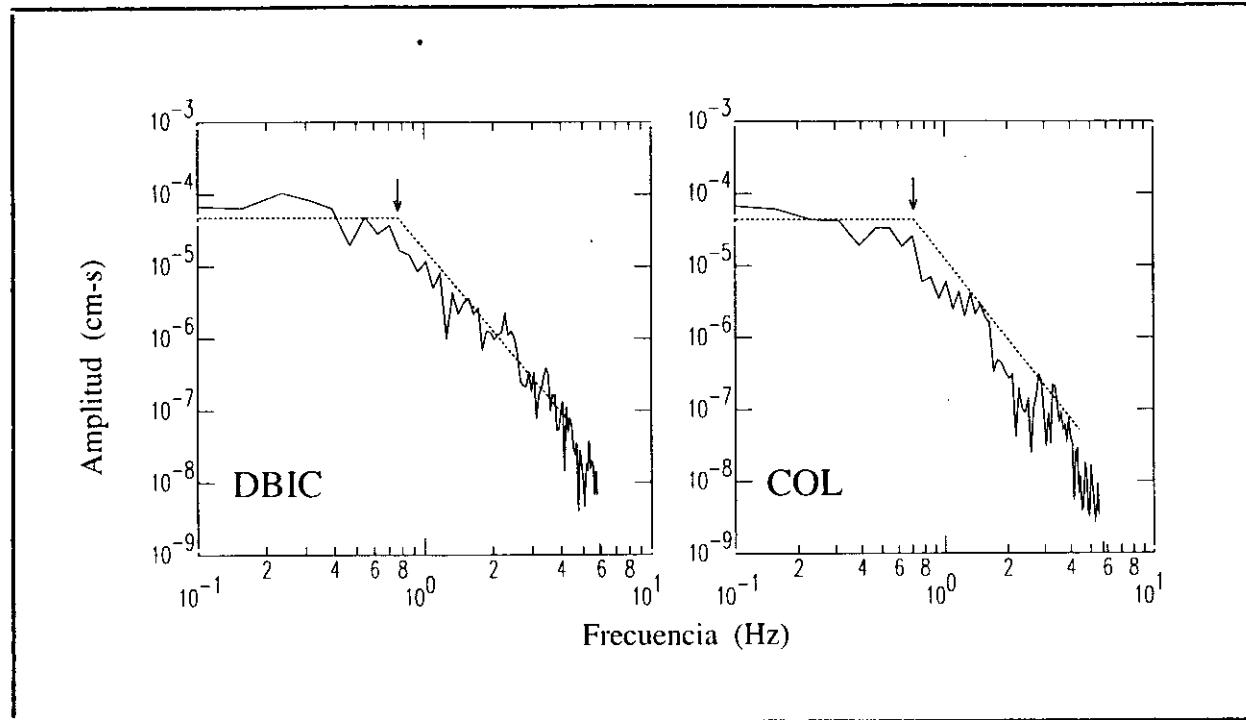


Figura 5.1.20.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13). Otros ver Figura 5.1.4.

Tabla 5.1.11

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{17}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	344 \pm 31	32 \pm 10	104 \pm 26		
	B:	181 \pm 24	59 \pm 8	81 \pm 17		
Modelización	A1:	344	32	104	31	1.2
	B1:	181	59	81		
Análisis Espectral	Onda P				1.3 \pm 0.2	3.5 \pm 0.2
C.M.T.	A:	359	28	95	34	1.3
	B:	185	62	87		

5.1.7- Terremoto del 3 de octubre de 1995-a (mb=6.5).

El terremoto del 3 de octubre de 1995-a (sismo 15) se produjo cerca del límite fronterizo entre Perú-Ecuador y fue localizado a 60 km al SE de la ciudad de Macas, Ecuador (Figura 5.1). Este terremoto alcanzó intensidades máximas de VIII MM en el área epicentral y fue sentido en un radio de 250 km (Yepes et al 1996). El terremoto de Macas, también fue percibido en varias ciudades del Ecuador, Perú y Colombia (Figura 5.1.21). Para calcular la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P, se dispuso de un total de 67 lecturas de polaridad (Tabla 5.1.12) y la solución obtenida corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NNE-SSW buzando uno de los planos 46° \pm 9° hacia el WNW y el otro 44° \pm 8° hacia el ESE respectivamente (Figura 5.1.1). Debido a la distribución azimutal de las lecturas de polaridad y al tipo de solución obtenida para el mecanismo focal, se obtiene valores menores de 24° para la desviación típica de cada uno de los parámetros que define la orientación del mecanismo focal (Tabla 5.1.1).

Para realizar la modelización del terremoto del 3 de Octubre, se ha seleccionado 14 registros en velocidad de la onda P y 7 de la onda SH (Tabla 5.1.12). Un análisis preliminar sobre el total de los registros de la onda P (Figura 5.1.22), permite identificar un primer pulso de amplitud pequeña 2.5 segundos antes del sismo principal, el mismo

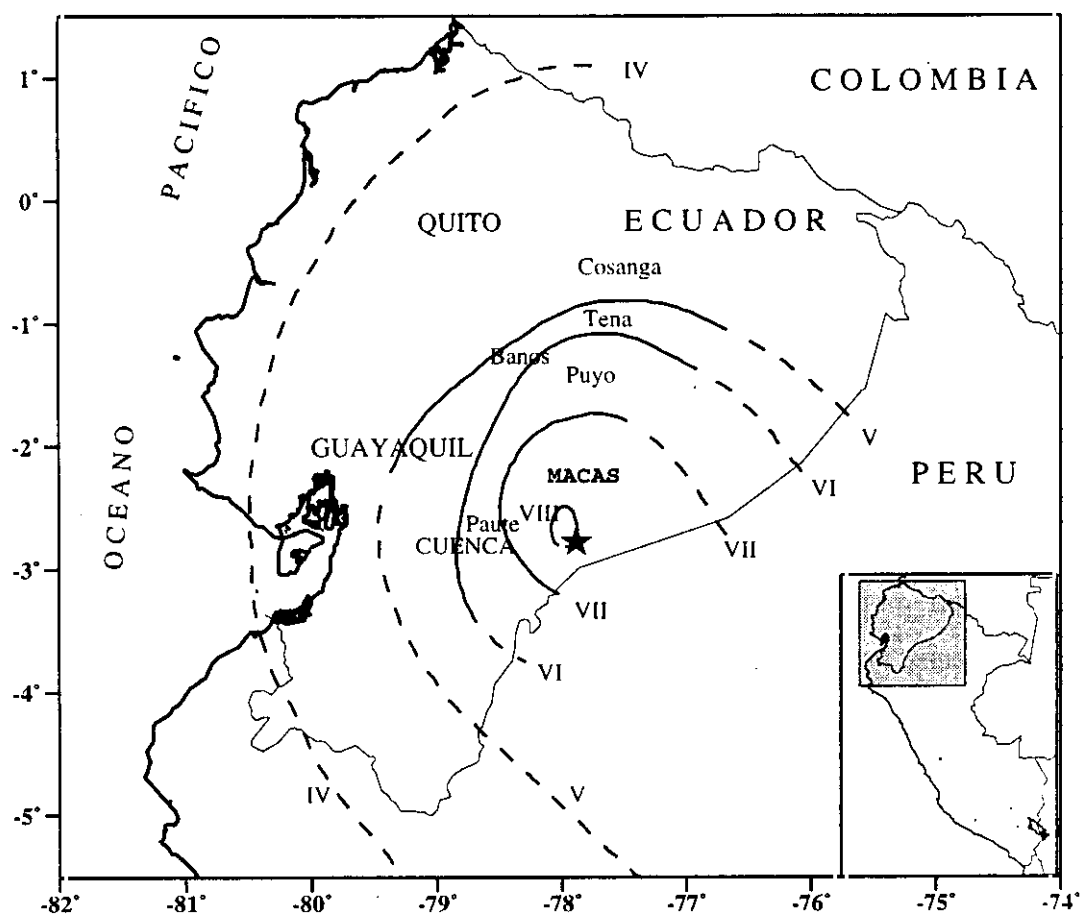


Figura 5.1.21.- Mapa de intensidades sísmicas en la escala de Mercalli Modificada (MM) para el terremoto del 3 de octubre de 1995 ($m_b=6.5$), según Yepes et al (1996). La estrella indica el epicentro del terremoto.

Tabla 5.1.12

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del terremoto del 3 de octubre de 1995-a (sismo 15). Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
ALE	2.0	85.4	C	P*,SH*
HRV	6.6	45.4	C	P*
KBS	11.1	92.6	C	P
DRLN	16.2	54.7	C	P
KEV	19.8	97.7	C	P
BORG	21.4	78.8	C	P
BOCO	27.1	8.2	C	P
SJG	28.7	23.7	C	P
KONO	30.5	91.0	C	P
SDV	31.9	13.6	C	P
ESK	33.7	83.6	C	P
DSB	35.4	81.3	C	P
BUG	38.6	89.1	C	P
MOX	39.5	91.7	C	P
DPC	39.8	94.8	C	P
TNS	39.8	89.7	C	P
WLF	40.3	88.2	C	P
GRFO	40.5	91.4	C	P
STU	41.3	90.1	C	P
BFO	41.7	89.5	C	P
ECH	41.8	88.7	C	P
FUR	42.0	91.4	C	P
ZUR	42.7	89.5	C	P
SSB	44.5	86.6	C	P
PAB	49.0	79.1	C	P*
TAM	66.9	84.9	C	P*,SH*
MBO	72.3	62.7	C	P*
KOG	72.5	26.3	C	P
DBIC	82.2	73.5	C	P*
BGCA	85.1	96.5	C	P
ASCN	97.4	64.3	C	P*
SHEL	105.8	72.0	C	P
TSUM	109.4	94.2	C	P
BDFB	115.3	32.0	C	P*

Tabla 5.1.12

Continuación.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
CPUP	141.8	30.6	C	P
PLCA	171.0	38.4	C	P*,SH*
SBA	191.0	92.5	C	P
RAR	249.1	81.4	C	P
PPT	252.5	71.7	C	P*
AFI	255.9	93.1	C	P
KIP	291.9	81.8	C	P,SH*
SBC	317.0	53.9	C	P
PAS	317.6	52.7	D	P
UNM	317.7	30.1	C	P
DGR	317.8	51.6	C	P
SMTc	317.9	50.4	C	P
PFO	318.2	51.2	C	P
SCZ	318.2	56.3	C	P,SH*
GLA	318.7	75.6	C	P
ISA	319.0	53.8	C	P
GSC	319.6	52.5	C	P,SH*
CMB	320.2	56.4	C	P*,SH*
MLAC	320.7	55.2	C	P
TUC	320.8	46.7	C	P
ANMO	326.9	46.1	C	P*
DUG	327.9	52.5	C	P
HKT	333.5	36.7	C	P*
COL	336.2	84.0	C	P
INK	341.8	80.4	C	P
CCM	344.3	42.4	C	P
MBC	350.8	82.3	C	P
RES	355.4	78.0	C	P
CEH	358.4	38.4	C	P
SADO	358.8	47.3	C	P
SSPA	359.9	43.1	C	P*

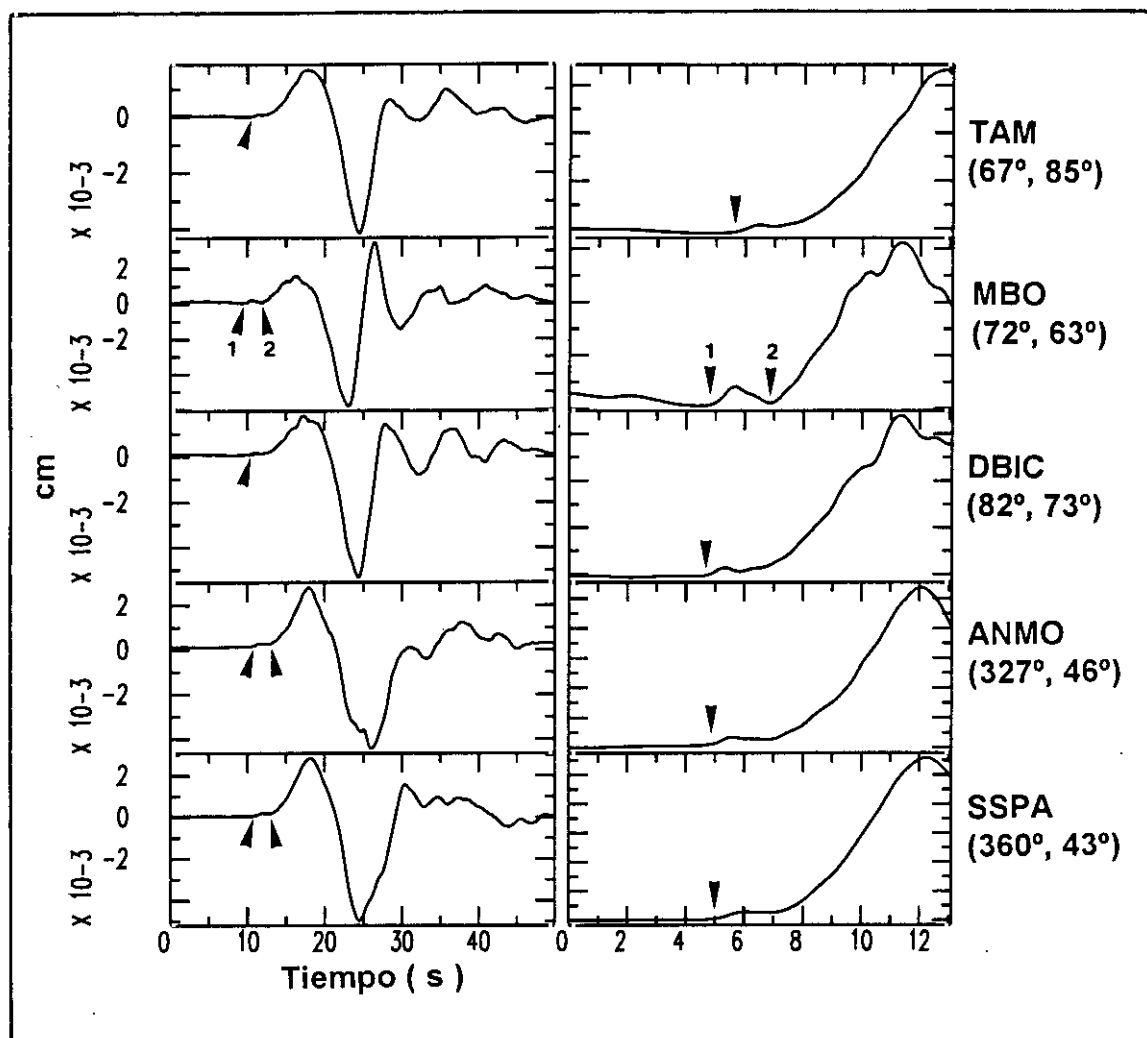


Figura 5.1.22.- Registros digitales en desplazamiento correspondientes al terremoto del 3 de octubre de 1995 ($m_b=6.5$). Las flechas indican el inicio de los dos eventos asociados al terremoto del 3 de octubre de 1995-a. En la parte izquierda se muestra el registro y en la derecha una ampliación del mismo. En el extremo derecho de cada registro se indica el código de la estación y entre paréntesis su azimuth y distancia epicentral en grados.

que probablemente este asociado a la ocurrencia de un sismo precursor. Similar característica ha sido observada para el terremoto del 30 de mayo de 1990 (sismo 2). Los registros seleccionados para realizar la modelización de ondas de volumen, fueron previamente integrados a fin de trabajar con señales en desplazamiento. El proceso de modelado se realizó según la rutina seguida para terremotos anteriores. El mejor ajuste entre los registros teóricos y observados corresponde a un valor mínimo para el RMS de 0.20 (Figura 5.1.23). La solución final, muestra un mecanismo focal de falla inversa con planos nodales orientados en dirección NE-SW buzando ambos 44° y 57° hacia el NW y SE respectivamente (Figura 5.1.24). Estos resultados sugieren que el sismo precursor y el sismo principal tienen el mismo mecanismo focal, así como la misma profundidad para el foco. La correlación entre los sismogramas teóricos y observados es buena para la onda P y SH respectivamente; sin embargo, los registros de la onda P en las estaciones de MBO, DBIC, ASCN y BDFB presentan pulsos de amplitud pequeña inmediatamente después de la llegada de la fase P y que no están presentes en el resto de los registros. Estas estaciones se distribuyen en un rango azimutal de 67° a 115° , lo que sugiere que su origen podría deberse a efectos de directividad.

La función temporal de la fuente sísmica muestra que durante el proceso de la ruptura, la liberación de la energía se inició con un sismo de magnitud pequeña 2.5 segundos antes del sismo principal. La duración total de la ruptura es de 12 segundos, de los cuales los últimos 9.5 segundos corresponden al sismo principal que libera el 95% del total de la energía. El momento sísmico escalar estimado es de 3.3×10^{19} Nm y la profundidad del foco ha sido ajustada en 21 km.

Para el cálculo del momento sísmico escalar y el radio de la fractura a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento, se ha utilizado 18 registros de la onda P y 9 de onda S. En la Figura 5.1.25 se muestra dos ejemplos del total de los espectros obtenidos para el terremoto del 3 de octubre y corresponden a las estaciones de ASCN (onda P) y HRV (onda S). Los valores obtenidos para la parte plana de los espectros permiten calcular un valor medio para el momento sísmico escalar de $4.5 \pm 0.6 \times 10^{19}$ Nm para la onda P y de $4.6 \pm 0.8 \times 10^{19}$ Nm para la onda S. Así mismo, las frecuencias esquina de las ondas P y S corresponden a valores medios para el radio de fractura de 15.6 ± 1.0

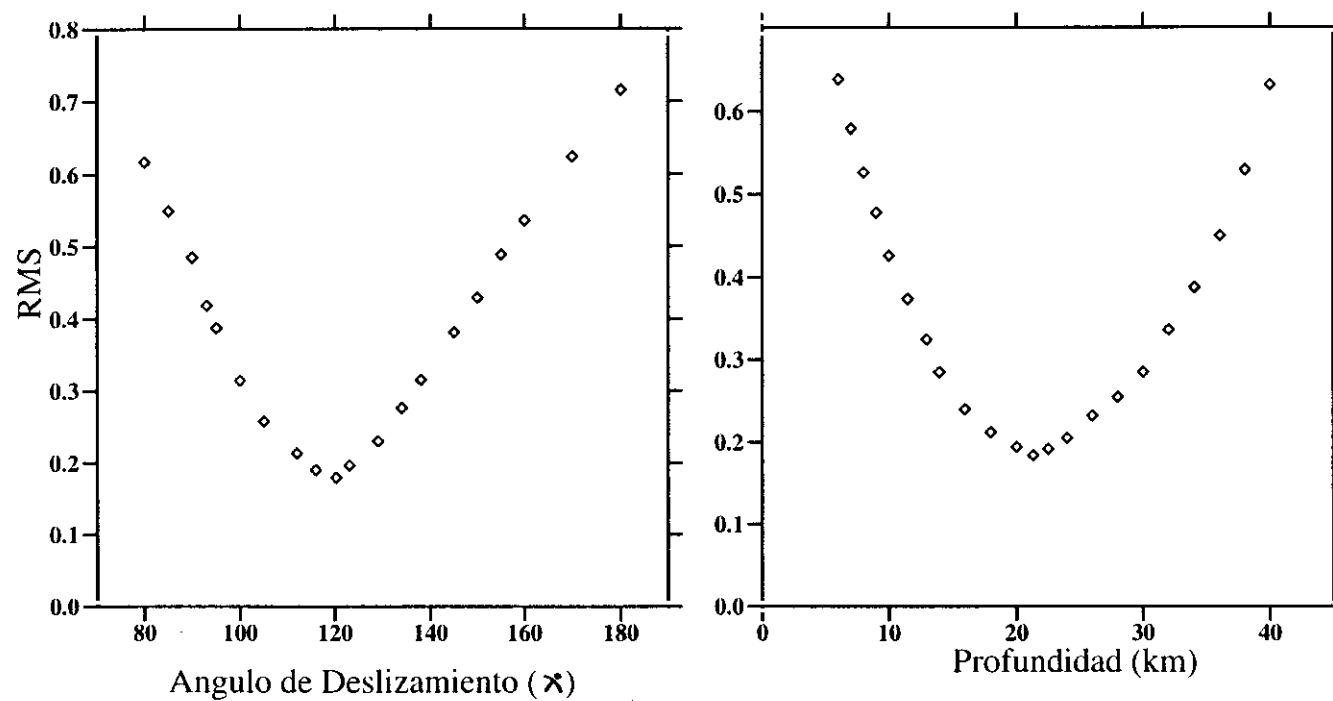


Figura 5.1.23.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 3 de octubre de 1995.a (sismo 15), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 3 DE OCTUBRE DE 1995a (mb=6.5)

A: 239° / 44° / 52°
 $M_0 = 3.3 \times 10^{19}$ Nm

B: 12° / 57° / 120°
 h= 21 km

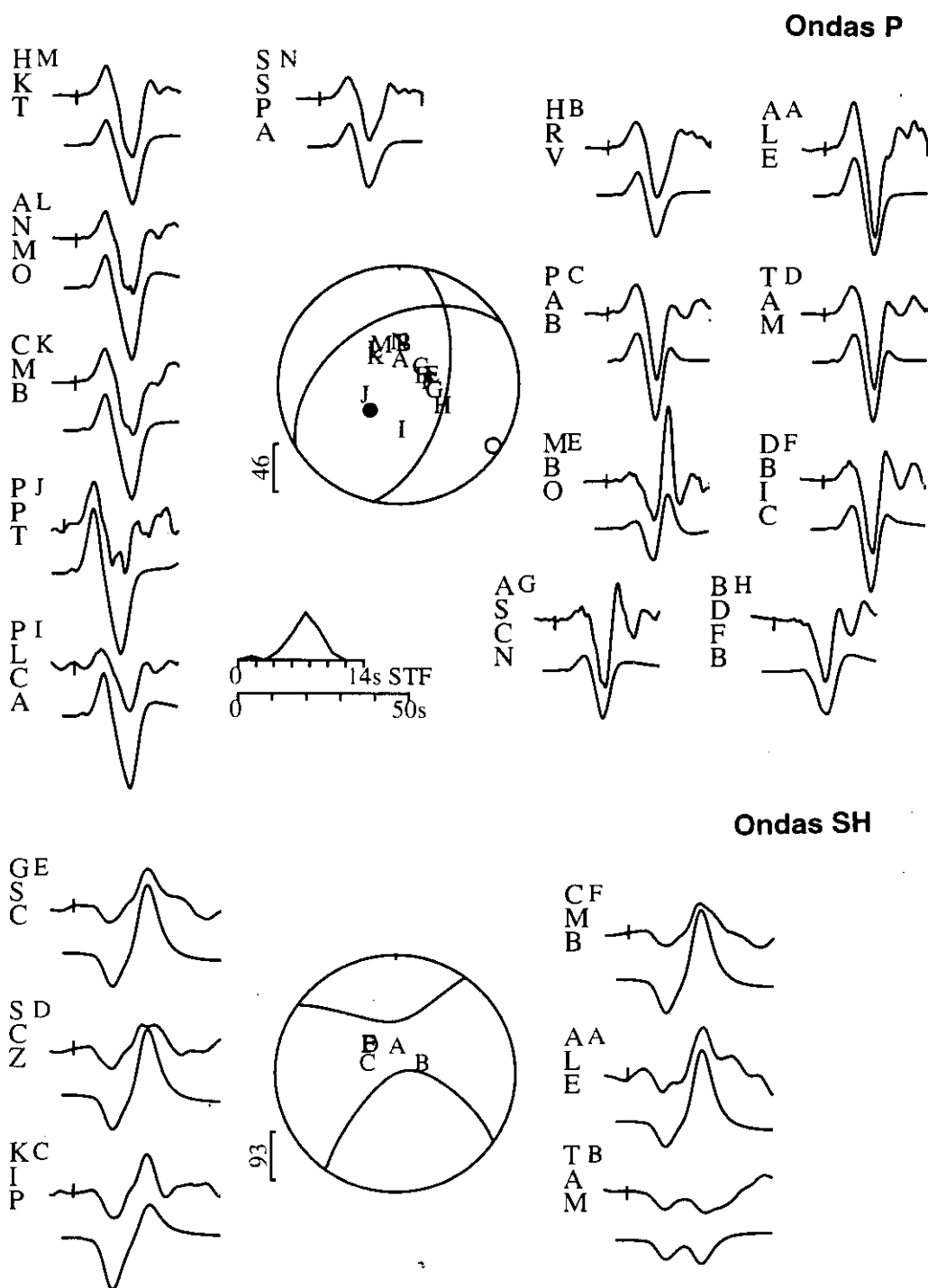


Figura 5.1.24.- Modelización de ondas P y SH para el Terremoto del 3 de octubre de 1995a (sismo 15). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

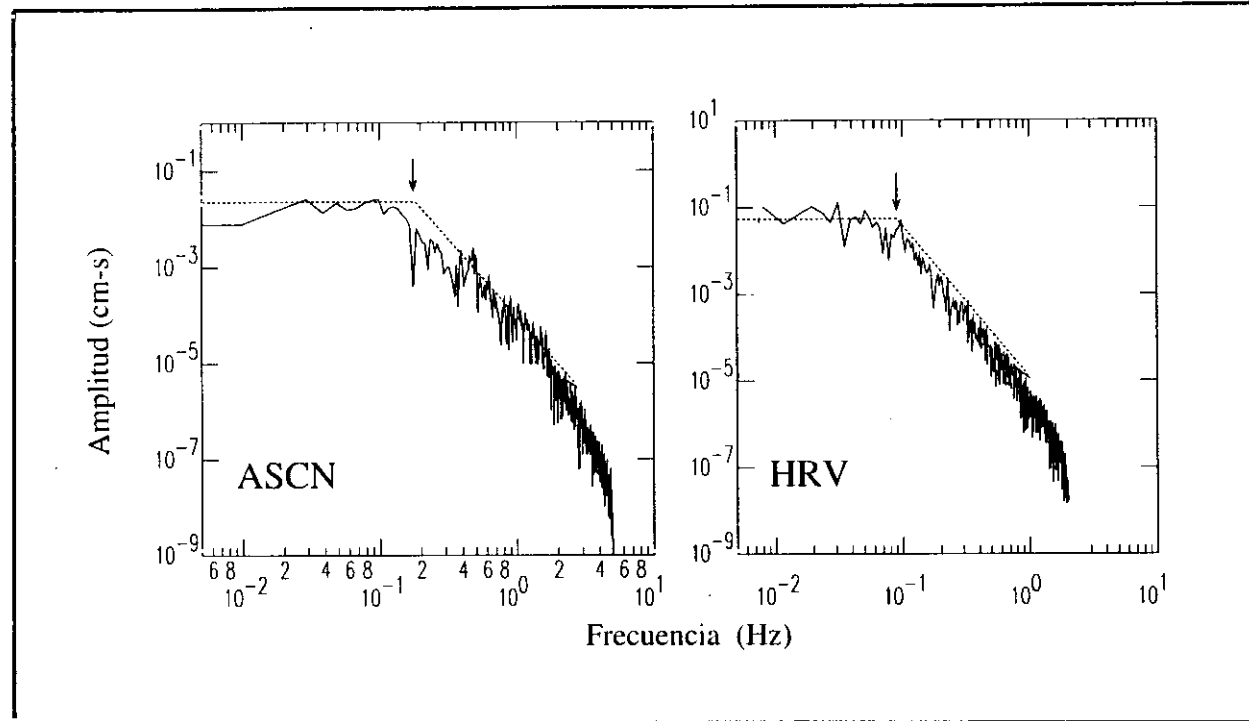


Figura 5.1.25.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P (ASCN) y S (HRV) para el terremoto del 3 de octubre de 1995a (sismo 16). Otros ver Figura 5.1.4.

km y 16.4 ± 1.2 km respectivamente. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 3 de octubre.

En la Tabla 5.1.13 se presenta el resumen de los resultados obtenidos para el terremoto del 3 de octubre, además de los calculados por el CMT (Figura 5.1.5). La orientación para el mecanismo focal obtenido en la modelización de ondas de volumen varía de la calculada a partir de la polaridad de la onda P en la orientación de ambos planos nodales con diferencias de 39° y 13° para el azimut, 3° y 13° para el buzamiento y 42° y 35° para el ángulo de deslizamiento. Esta variación en la orientación del mecanismo focal ha permitido modelar correctamente el sismo precursor observado a priori (Figura 5.1.22). La orientación para el mecanismo focal calculada por el CMT (Figura 5.1.5) es similar a la obtenida a partir de la modelización de ondas de volumen, la mayor diferencia se observa para el ángulo de deslizamiento del plano que buza hacia el SE con un valor de 9° . La profundidad del foco de 21 km obtenida en este estudio, es del mismo orden que la calculada por el CMT ($h = 25$ km) y el momento sísmico escalar obtenido en este estudio a partir de la modelización (3.3×10^{19} Nm) y análisis espectral de ondas P (4.5×10^{19} Nm) y S (4.6×10^{19} Nm), son del mismo orden que el calculado por el CMT (3.9×10^{19} Nm). Las longitudes medias de los radios de fractura permiten estimar un área de ruptura de 804 km^2 .

Tabla 5.1.13

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 3 de octubre de 1995-a (sismo 15). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{19}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	199 ± 16	46 ± 9	94 ± 23		
	B:	25 ± 18	44 ± 8	85 ± 24		
Modelización	A1:	238	43	52	21	3.3
	B1:	2	57	120		
Análisis Espectral	Onda P				4.5 ± 0.6	15.6 ± 1.0
	Onda S				4.6 ± 0.8	16.4 ± 1.2
C.M.T.	A:	234	38	60	25	3.9
	B:	18	58	111		

5.1.8- Terremoto del 3 de octubre de 1995-b (mb=6.0).

El terremoto del 3 de octubre de 1995-b (sismo 16), ocurrió en la misma región del sismo 15 con una diferencia en el tiempo de 11 horas. Este terremoto se localiza a 64 km al SE de la ciudad de Macas y puede ser considerado como réplica del sismo 15 (Figura 5.1). El sismo 16 fue sentido con intensidades máximas de V MM en el área de la ciudad de Macas, además de algunas ciudades de Perú y Colombia (H. Yepes, comunicación personal). Para calcular la orientación del mecanismo focal se dispuso de un total de 58 lecturas de polaridad de la onda P distribuidas en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (Tabla 5.1.14) y la solución obtenida corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S aproximadamente. El plano nodal que buza hacia el Oeste está cerca de la horizontal ($\delta=29^\circ\pm25^\circ$) y mal controlado debido a la falta de un número mayor de lecturas de polaridad a distancias regionales; mientras que el plano que buza hacia el Este mas vertical ($\delta=61^\circ\pm15^\circ$) está mejor controlado con los datos de polaridad disponibles. Las desviaciones típicas para cada uno de los parámetros que definen la orientación del mecanismo focal, son mayores para el plano nodal con buzamiento al Oeste ($\varphi=190^\circ\pm46$, $\delta=29^\circ\pm25^\circ$, $\lambda=90^\circ\pm52^\circ$) en relación con el plano que buza hacia el Este ($\varphi=11^\circ\pm27^\circ$, $\delta=61^\circ\pm15^\circ$, $\lambda=90^\circ\pm37^\circ$) (Tabla 5.1.1).

Los sismogramas disponibles para este terremoto, de magnitud menor que el sismo 15 (mb=6.5), presentan ruido debido probablemente al registro continuo de las réplicas producidas por el sismo 15; sin embargo, se seleccionaron 9 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH, los mismos que fueron integrados a fin de realizar la modelización con señales en desplazamiento (Tabla 5.1.14). En este caso, la esfera focal queda peor cubierta azimutalmente con ausencia de registros en un rango de unos 180° de la esfera focal. La modelización se realiza según la rutina seguida para terremotos anteriores hasta obtener un valor mínimo para el RMS de 0.15. En la Figura 5.1.26 se observa que los valores del RMS varían poco para profundidades comprendidas entre 14 y 18 km, lo que sugiere que el foco se encuentra dentro de este rango de profundidad, siendo el valor mínimo del RMS correspondiente a una profundidad de 17 km. A menores y mayores profundidades para el foco se observa un rápido incremento del RMS. La solución final se presenta en la Figura 5.1.27 y el

Tabla 5.1.14

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 3 de octubre de 1995-b (sismo 16). Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SSPA	0.0	43.2	C	P*
ALE	2.0	85.5	C	P,SH*
HRV	6.6	45.4	C	P*
BORG	21.4	78.9	C	P
SJG	28.6	23.8	C	P
ESK	33.7	83.6	C	P
DSB	35.4	81.3	C	P
CLZ	38.3	91.0	C	P
BUG	38.6	89.1	C	P
MOX	39.5	91.7	C	P
TNS	39.8	89.7	C	P
DPC	39.8	94.9	C	P
WLF	40.3	88.2	C	P
GRFO	40.5	91.5	C	P
STU	41.3	91.2	C	P
BFO	41.7	89.5	C	P
ECH	41.8	88.7	C	P*
FUR	42.0	91.4	D	P
ZUR	42.7	89.5	C	P
SSB	44.5	86.6	C	P
PAB	49.0	79.1	C	P
TAM	66.9	85.0	C	P*,SH*
MBO	72.3	62.7	C	P
KOG	72.4	26.3	C	P
DBIC	82.2	73.5	C	P*,SH*
BGCA	85.1	96.5	C	P
ASCN	97.4	63.4	C	P
TSUM	109.4	94.2	C	P
BDFB	115.3	32.0	C	P*
LPAZ	144.9	16.5	C	P
SBC	317.1	54.0	C	P
BAR	317.1	50.9	C	P
PAS	317.7	52.8	C	P

Tabla 5.1.14

Continuación.

Estación	Azímüt φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
DGR	317.9	51.7	C	P
SMTc	318.0	50.4	C	P
PFO	318.2	51.3	C	P
SCZ	318.3	56.3	C	P
GLA	318.7	49.9	C	P*
ISA	319.0	53.9	C	P
GSC	319.7	52.6	C	P
CMB	320.2	56.5	C	P,SH*
MLAC	320.7	55.3	C	P
TUC	320.9	46.8	C	P*,SH*
COR	324.8	62.1	C	P
ANMO	327.0	46.1	C	P*
DUG	328.0	52.5	C	P
PNT	330.7	63.2	C	P
JTS	331.7	14.8	C	P
HKT	333.5	36.8	C	P,SH*
COL	336.2	84.1	C	P
INK	341.8	80.5	C	P
CCM	344.3	42.5	C	P
MBC	350.8	82.4	C	P
RES	355.4	78.0	C	P
CEH	358.4	38.5	C	P
SADO	358.8	47.3	C	P

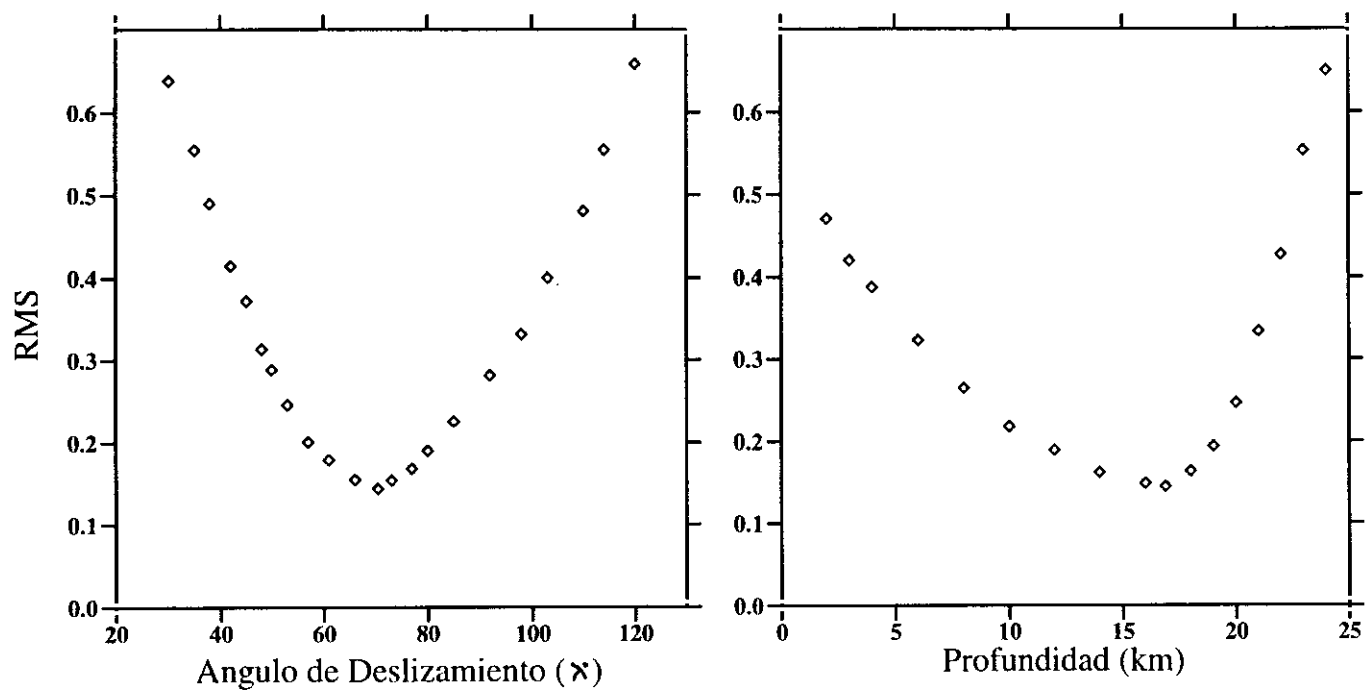


Figura 5.1.26.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 3 de octubre de 1995b (sismo 16), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 3 DE OCTUBRE DE 1995b (mb=6.0)

A: 204° / 26° / 70° B: 2° / 65° / 99°
 $M_0 = 4.4 \times 10^{18}$ Nm h=17 km

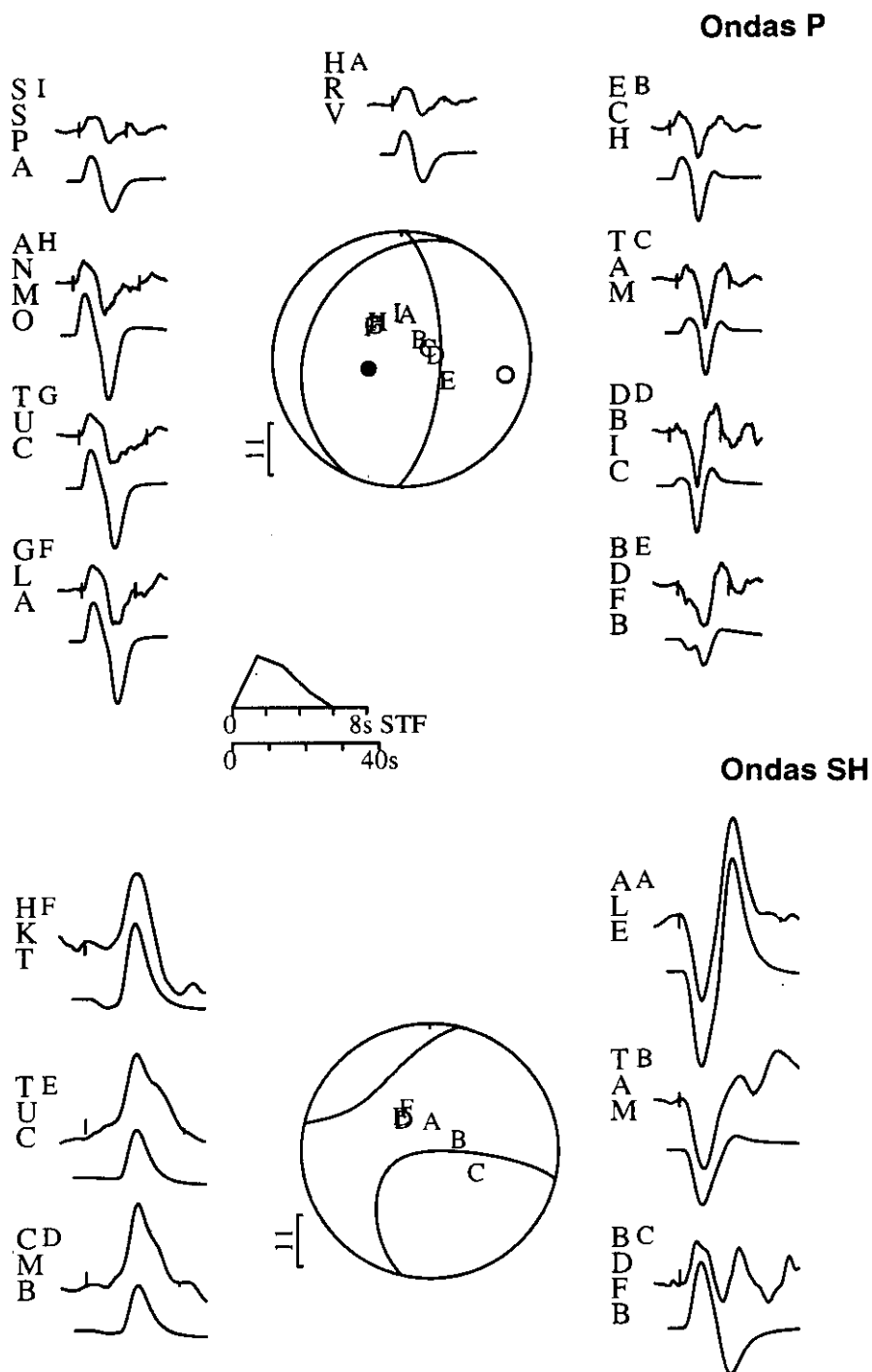


Figura 5.1.27.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 3 de octubre de 1995b (sismo 16). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

mecanismo focal corresponde a una falla inversa con planos de falla orientados en dirección N-S con ángulos de buzamiento de 26° (plano que buza hacia el Oeste) y 65° (plano que buza hacia el Este) respectivamente, siendo la solución similar a la obtenida a partir de la polaridad de la onda P. En la Figura 5.1.27, se observa que la correlación entre los sismogramas teóricos y observados es buena tanto para las ondas P como para las ondas SH. Las fases de amplitud pequeña que se observa en casi todos los registros inmediatamente después de la onda P, probablemente sean debidas al registro continuo de las réplicas del sismo principal (sismo 15).

La función temporal de la fuente sísmica muestra una ruptura simple con un solo punto de liberación de energía con una duración de 6 segundos y momento sísmico escalar de 4.4×10^{18} Nm. La profundidad del foco ha sido ajustada en 17 km.

Las dimensiones de la fuente fueron calculadas a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 14 registros de la onda P. En la Figura 5.1.28 se muestra como ejemplo dos de los espectros calculados para este terremoto y que corresponden a las estaciones de TAM y CMB. Esta serie de espectros se caracterizan por presentar su parte plana entre rangos de amplitud de $2-4 \times 10^{-3}$ cm-s equivalentes a un momento sísmico escalar medio de $3.9 \pm 0.8 \times 10^{18}$ Nm. Igualmente, las frecuencias esquina oscilan entre $1.8-2.2 \times 10^{-1}$ Hz y es proporcional a un radio medio de fractura de 12.8 ± 0.7 km. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 3 de octubre (sismo 16).

El resumen de los resultados obtenidos para el terremoto del 3 de octubre (sismo 16) y los calculados por el CMT se presentan en la Tabla 5.1.15. Las soluciones obtenidas para la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P y la modelización de ondas de volumen son similares. La mayor diferencia es de 20° y corresponde al ángulo de deslizamiento del plano nodal que buza hacia el Oeste, para los demás parámetros las diferencias son menores a 10° y se encuentran dentro de las desviaciones típicas obtenidas a partir de la polaridad de la onda P. La orientación del mecanismo focal obtenido por el CMT corresponde a una falla inversa con una importante componente de desgarre diferente a la solución obtenida en este estudio

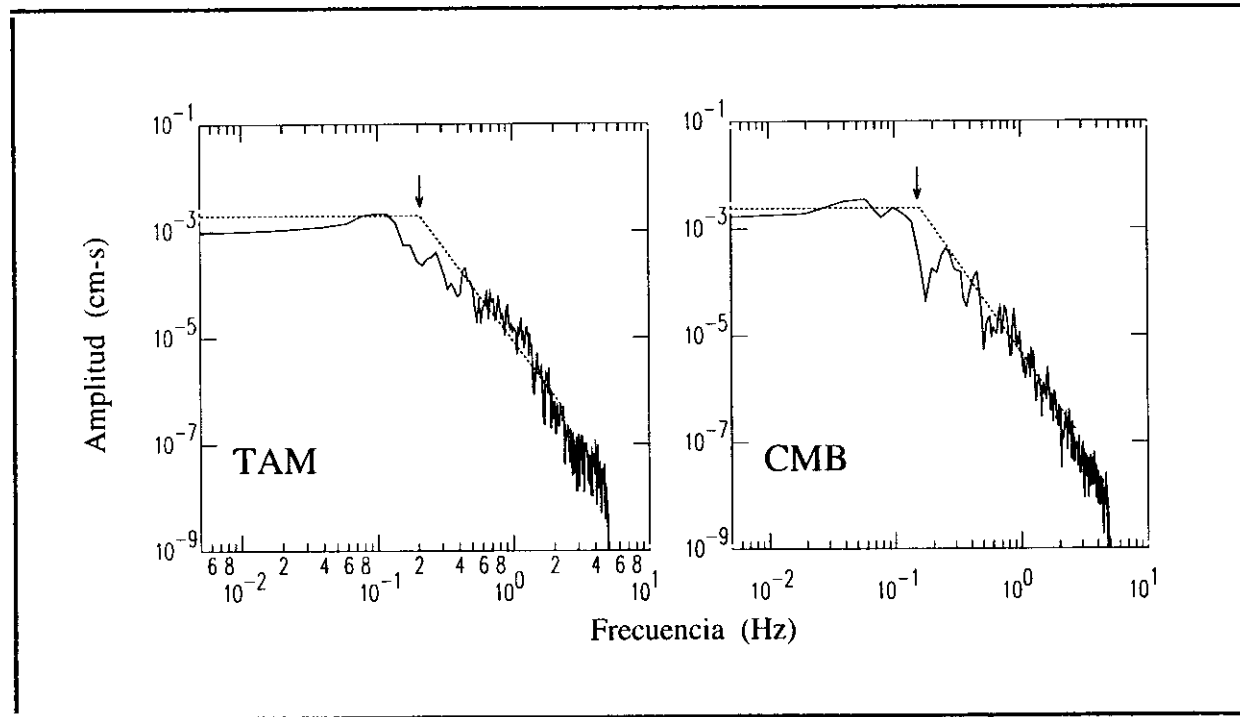


Figura 5.1.28.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P, para el terremoto del 3 de octubre de 1995b (sismo 16). Otros ver Figura 5.1.4.

(Figura 5.1.5). Esta diferencia en la orientación del mecanismo focal puede ser debida al uso de diferente tipo de información para su cálculo (ondas superficiales de periodo largo en el caso del CMT); sin embargo, la solución obtenida en este estudio aplicando dos métodos diferentes y utilizando un buen número de datos (58 lecturas de polaridad y 15 registros en el modelado de ondas de volumen) es válida y además es coherente con la solución obtenida para el sismo principal (sismo 15). El momento sísmico escalar obtenido a partir de la modelización (4.4×10^{18} Nm) y análisis espectral de las ondas P (3.9×10^{18} Nm), son del mismo orden aunque inferior que el calculado por el CMT (5.4×10^{18} Nm). Así mismo, la profundidad de 17 km estimada para el foco es similar a la obtenida por el CMT ($h=15$ km). Finalmente, la dimensión del radio de fractura calculada para el sismo 16 permite estimar un área total de ruptura de 514 km^2 .

Tabla 5.1.15

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 3 de octubre de 1995-b (sismo 16). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{18}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	190 ± 46	29 ± 25			
	B:	11 ± 27	61 ± 15			
Modelización	A1:	203	26	17	4.4	
	B1:	2	65			
Análisis Espectral	Onda P				3.9 ± 0.8	12.8 ± 0.7
C.M.T.	A:	243	46	15	5.4	
	B:	349	73			

5.1.9- Terremoto del 21 de febrero de 1996 ($m_b=6.0$).

El terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17), ocurrió en el extremo Norte de la costa central del Perú y fue localizado en el mar a 130 km al SW de la ciudad de Chimbote (Figura 5.1). El terremoto fue sentido con intensidades máximas de V MM en un radio de 60 km aproximadamente (Figura 5.1.29). Este terremoto generó un maremoto con olas que alcanzaron alturas máximas de 2-3 m y que destruyeron 150 barcos de pesca artesanal y algunas viviendas en el área portuaria de Chimbote. La zona

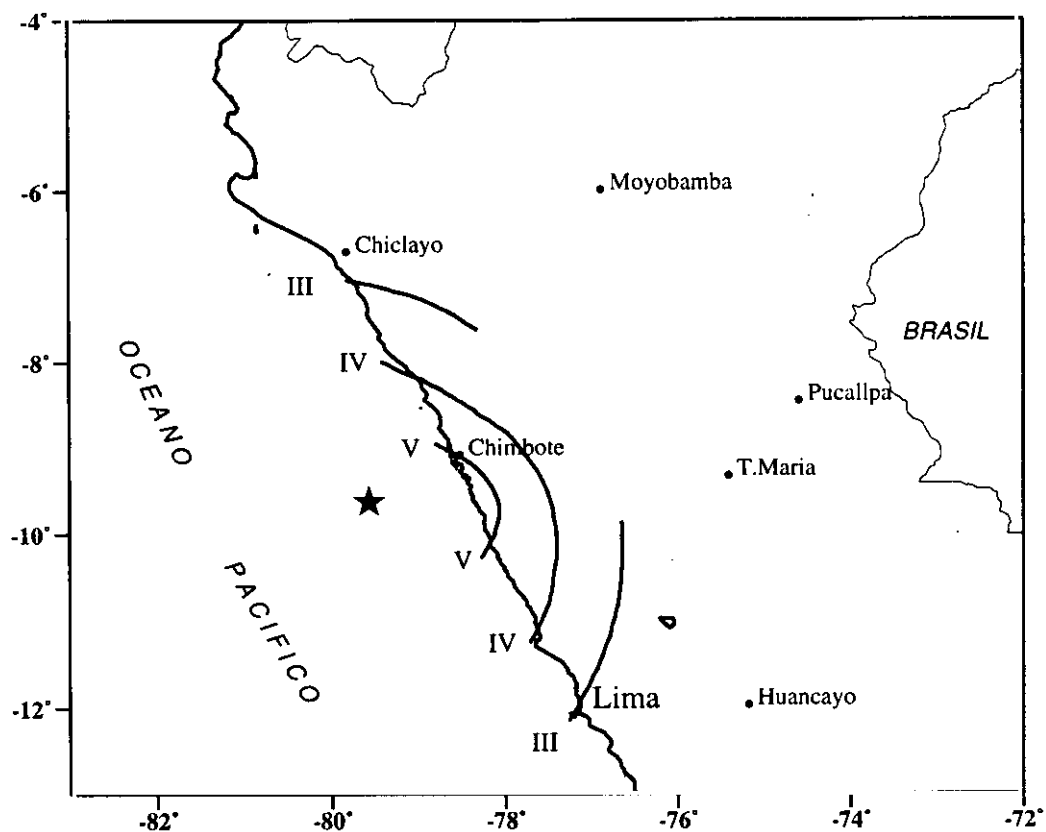


Figura 5.1.29.- Mapa de intensidades sísmicas en la escala de Mercalli Modificada (MM) para el terremoto del 21 de Febrero de 1996 ($m_b=6.0$). La estrella indica el epicentro del terremoto. Los datos utilizados corresponden a los publicados por el NEIC.

afectada por el maremoto alcanza un radio medio de 330 km (GII, 1996). La orientación del mecanismo focal del terremoto del 21 de febrero ha sido obtenida a partir de 54 lecturas de polaridad para la onda P (Tabla 5.1.16) y la solución corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S. Uno de los planos se encuentra próximo a la vertical $\delta=83^{\circ}\pm5^{\circ}$ (plano con buzamiento al Oeste) y está mejor ajustado por los datos de polaridad disponibles. El segundo plano nodal buza casi horizontalmente hacia el Este ($\delta=7^{\circ}\pm7^{\circ}$) y está menos controlado debido a la falta de lecturas de polaridad a distancias regionales. Los valores para las desviaciones típicas de los parámetros que definen la orientación del mecanismo focal son menores de 32° para el azimut, 7° para el buzamiento y de 24° para el ángulo de deslizamiento (Tabla 5.1.1).

Un análisis preliminar sobre los sismogramas seleccionados, permitió evaluar la complejidad de las formas de onda del terremoto del 21 de febrero (Figura 5.1.30). Así mismo, se observó que la forma de la señal sísmica variaba considerablemente en función del azimut. El cambio más importante se evidencia entre el total de las estaciones distribuidas al Este y al Oeste de la esfera focal, siendo las estaciones de HRV y PLCA los puntos medios del cambio en la forma y en la polaridad de los registros. Esta característica, muestra la complejidad del proceso de la ruptura.

Para el modelado de ondas de volumen, se utilizó 14 registros de velocidad de la onda P y 9 de la onda SH distribuidos sobre toda la esfera focal (Tabla 5.1.16). Estos registros fueron integrados a fin de realizar la modelización con señales en desplazamiento. La rutina del proceso de modelado es la misma que se ha seguido para terremotos anteriores y el mejor ajuste entre los registros observados y teóricos corresponde a un RMS de 0.35 (Figura 5.1.31). La solución final se muestra en la Figura 5.1.32 y corresponde a un mecanismo focal de falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S buzando uno de los planos 10° hacia el Este y el otro 80° hacia el Oeste respectivamente. En general, la correlación entre los sismogramas teóricos y observados es buena tanto para la onda P como para la onda SH, a excepción de las estaciones de AFI (P), RPN (P), ISA (SH) y UNM (SH) que presentan pulsos de pequeña amplitud que no se ajustan correctamente con los observados. El origen de estos pulsos podría ser debido al modelo teórico utilizado en la modelización; es decir, el modelo de fuente puntual considera una propagación uniforme de la ruptura,

Tabla 5.1.16

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17). Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SSPA	1.7	50.0	C	P
ALE	2.2	92.3	C	P
CHI	5.3	8.1	C	P
COTA	7.1	9.9	C	P
HRV	7.4	52.4	C	P*,SH*
VC1	7.5	9.0	D	P
ARA2	7.8	8.1	C	P
ECEN	8.8	10.5	C	P
ANCC	11.8	13.3	C	P
HOBC	13.9	14.3	C	P
DIAC	14.8	13.2	C	P
PURC	15.0	12.2	C	P
BOCO	21.2	15.1	C	P
SJG	25.7	30.5	C	P*
SDV	26.1	20.4	C	P
PLAT	32.1	22.7	C	P
ESK	33.7	90.1	C	P,SH*
GRFO	40.9	97.7	C	P
PAB	48.6	84.9	C	P*,SH*
KOG	62.2	30.5	C	P*
DBIC	80.7	76.1	C	P*
ITR	92.2	40.6	C	P
ASCN	94.2	64.4	C	P
SHEL	103.6	71.9	C	P*,SH*
NATB	111.9	47.8	C	P*,SH*
TRRB	114.1	37.0	C	P,SH*
LBTB	117.4	99.4	C	P
RSTA	121.1	32.6	C	P
SUR	123.5	93.6	C	P
UFRS	131.4	33.4	C	P
NNA	131.5	3.6	C	P
LASC	158.3	21.1	C	P
PEL	161.9	24.8	C	P
PLCA	167.0	32.0	C	P*,SH*

Tabla 5.1.16

Continuación.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
RPN	234.2	33.0	D	P*
AFI	256.0	89.8	D	P*
KIP	293.1	82.9	C	P
SNCC	320.1	57.1	D	P
SBC	321.1	58.0	D	P
OSI	321.8	57.5	D	P
SCZ	321.9	60.5	D	P
DGR	322.2	55.8	D	P
PFO	322.5	55.5	D	P
VTV	322.8	56.6	D	P
ISA	322.9	58.1	D	P*,SH*
GLA	323.2	54.1	D	P
GSC	323.7	56.8	D	P
CMB	323.7	60.8	D	P*
MLAC	324.4	59.6	D	P
TUC	325.7	51.2	D	P*
UNM	326.6	34.4	D	P*,SH*
ANMO	331.5	51.1	D	P
COL	336.6	89.6	C	P
HKT	338.8	42.3	C	P

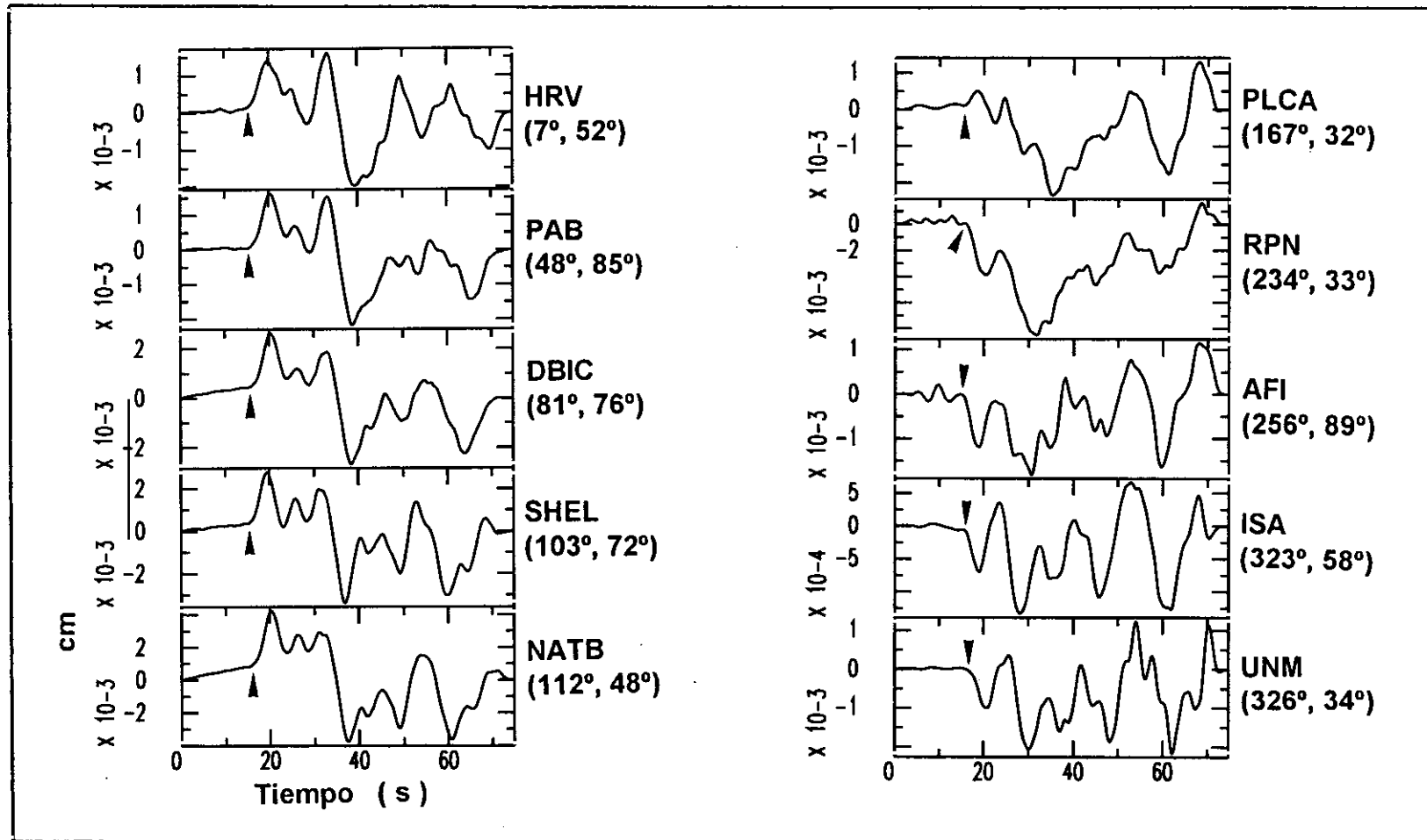


Figura 5.1.30.- Registros digitales en desplazamiento correspondientes al terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17). Obsérvese la complejidad del registro del terremoto y el cambio en la forma de la señal en función del azimut. A la derecha de cada registro se indica el código de la estación y entre paréntesis su azimut y distancia epicentral en grados.

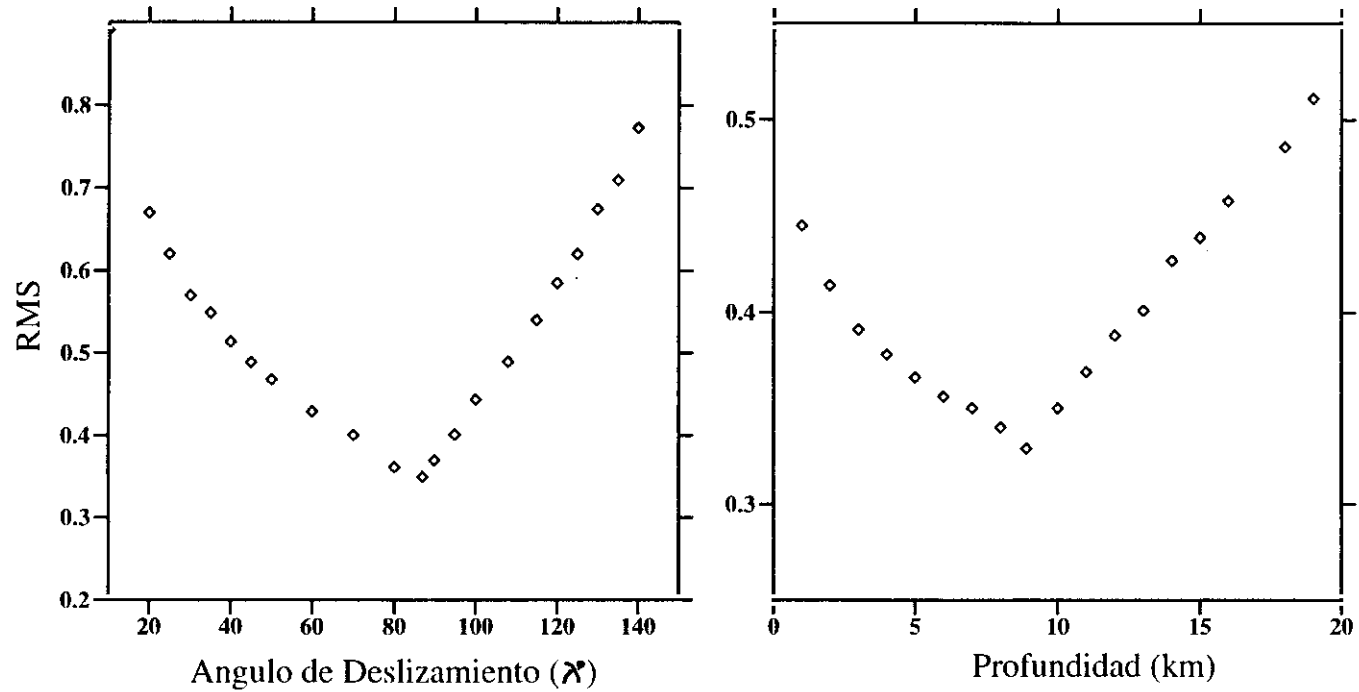


Figura 5.1.31.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 21 DE FEBRERO DE 1996 (mb=6.0)

A: 329° / 10° / 106° B: 165° / 80° / 87°
 $M_0 = 8.7 \times 10^{19}$ Nm h= 9 km

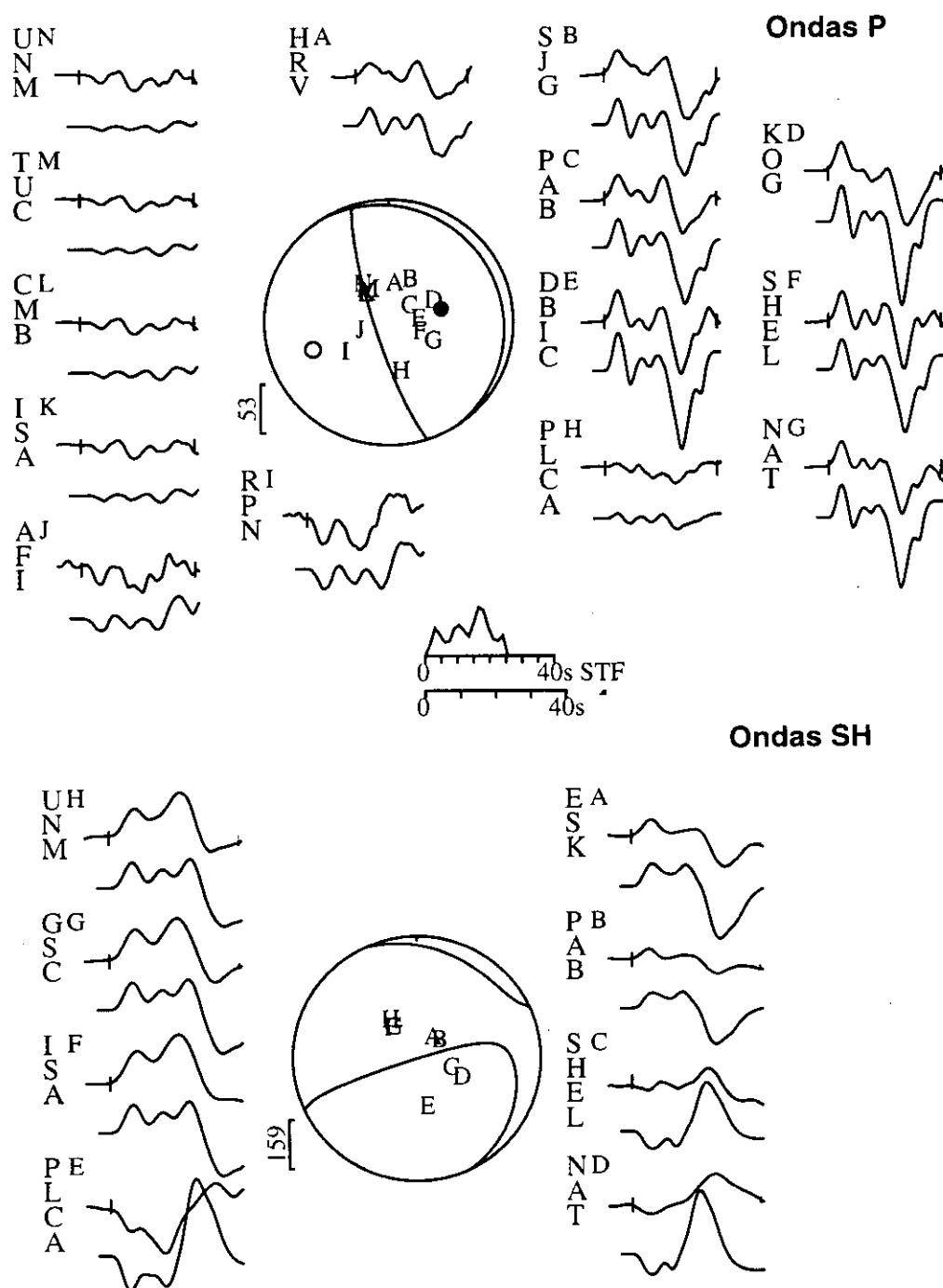


Figura 5.1.32.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

característica que no se cumple para terremotos de magnitud elevada que generalmente son producidos por múltiples puntos de fractura distribuidos en determinadas direcciones y que generan registros complejos del terremoto.

La función temporal de la fuente sísmica, muestra que el proceso de ruptura del terremoto del 21 de Febrero fue debido a 4 etapas de liberación de energía sobre el mismo plano de falla separadas por 7, 14 y 21 segundos de la primera. El proceso de fractura de este terremoto se inicia con una lenta liberación de la energía asociada a las dos primeras fuentes, siendo la tercera de mayor tamaño. La duración de todo el proceso de ruptura es de 26 segundos con un momento sísmico escalar de 8.7×10^{19} Nm y una profundidad para el foco de 9 km.

Para el cálculo del momento sísmico escalar y radio de fractura a partir de lo espectros de la amplitud del desplazamiento, se ha utilizado 20 registros de la onda P y 12 de la onda S. Dos ejemplos de los espectros obtenidos para el terremoto del 21 de febrero se presenta en la Figura 5.1.33 y corresponden a las estaciones de SHEL (onda P) y SNCC (onda S). Se observa que la amplitud de la parte plana de los espectros del sismo 17 varía entre $1-3 \times 10^{-1}$ cm-s para la onda P y entre $3-5.5 \times 10^{-1}$ cm-s para la onda S, siendo los valores medios para el momento sísmico escalar de $6.7 \pm 0.7 \times 10^{19}$ Nm para la onda P y de $7.2 \pm 0.7 \times 10^{19}$ Nm para la onda S. Los valores obtenidos para la frecuencia esquina de la onda P y S varían entre $1.1-1.4 \times 10^{-1}$ Hz y entre $0.65-1 \times 10^{-1}$ Hz respectivamente. Estos valores permiten obtener el radio medio de fractura para la onda P equivalente a 22.4 ± 1.2 km y para la onda S a 19.1 ± 1.9 km respectivamente. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 21 de febrero.

Los resultados finales obtenidos para el terremoto del 21 de febrero en este estudio y por el CMT, se presentan en la Tabla 5.1.17. La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P y modelización de ondas de volumen son similares, la mayor variación se observa para el azimut y el ángulo de deslizamiento del plano nodal que buza hacia el Este con diferencias de $\phi=28^\circ$ y $\lambda=9^\circ$. Para los demás parámetros que definen la orientación del mecanismo focal, las diferencias son menores

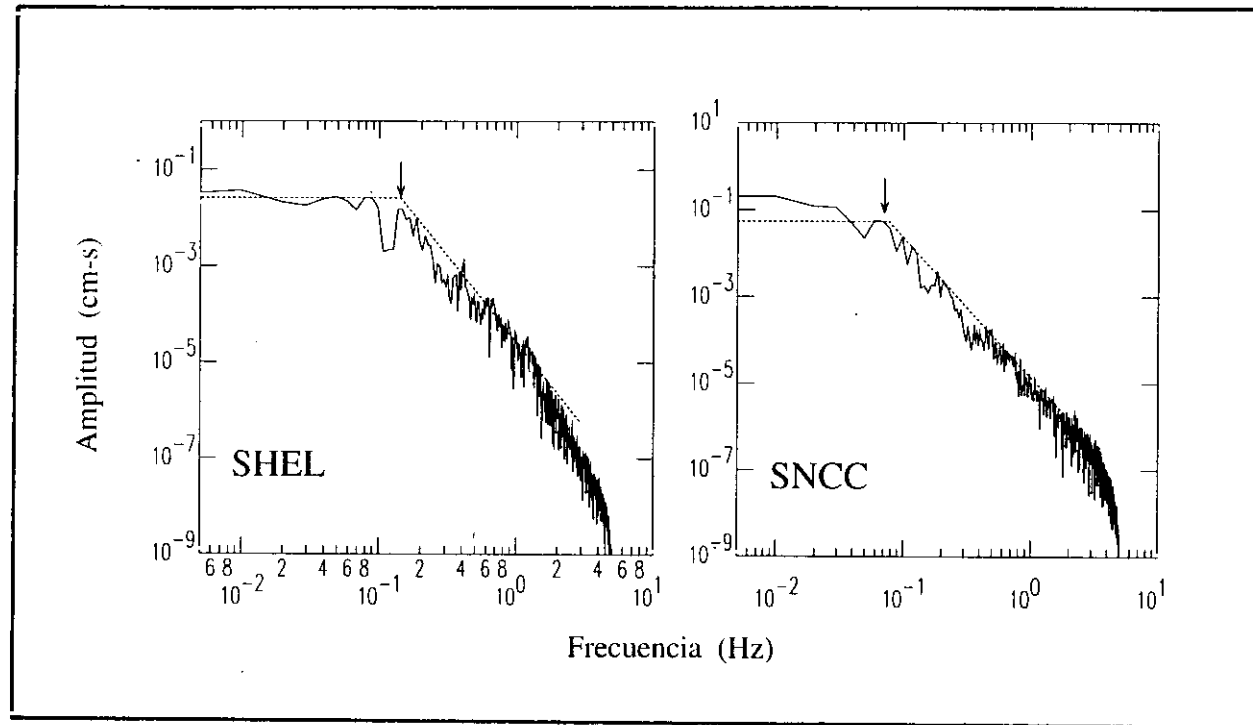


Figura 5.1.33.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P (SHEL) y S (SNCC) para el terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17). Otros ver Figura 5.1.4.

a 4°. La orientación del mecanismo focal obtenida por el CMT (Figura 5.1.5) presenta mayor variación en la orientación del plano nodal que buza hacia el Oeste con diferencias de 12° para el azimut y de 5° para el buzamiento y el ángulo de deslizamiento. La orientación de este plano (plano que buza hacia el Oeste), ha sido mejor ajustada en este estudio con los datos de polaridad disponibles y por el modelado de ondas de volumen. La profundidad del foco ha sido ajustada en 9 km, menor a la calculada por el CMT (15 km). Las dimensiones del momento sísmico obtenido en la modelización (8.7×10^{19} Nm) y a partir del análisis espectral de ondas P (6.7×10^{19} Nm) y ondas S (7.2×10^{19} Nm) son del mismo orden; sin embargo, estos valores son prácticamente la mitad del calculado por el CMT (2.2×10^{20} Nm). Esta diferencia puede ser debida a que en este estudio se considera una fuente puntual, lo que no es adecuado para terremotos asociados a procesos complejos de ruptura. Igualmente, el uso del modelo de falla circular en el análisis espectral puede ser otro inconveniente para la correcta estimación de M_0 . Finalmente, las dimensiones medias del radio de fractura permite estimar un área de ruptura de 1.350 km^2 .

Tabla 5.1.17

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{19}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad	A:	356±32	7±7	97±20		
Onda P	B:	169±10	83±5	91±24		
Modelización	A1:	329	10	106	9	8.7
	B1:	165	80	87		
Análisis Espectral				Onda P	6.7±0.7	22.4±1.2
				Onda S	7.2±0.7	19.1±1.9
C.M.T.	A:	340	15	97	15	22.0
	B:	153	75	92		

5.1.10- Terremoto del 10 de marzo de 1996 ($m_b=5.8$).

El terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18) ocurrió en la región Sur de Perú y fue localizado a 60 km al Sur de la ciudad de Puerto Maldonado (Figura 5.1). Para este terremoto, en comparación con los ocurridos el 7 de enero de 1990 (sismo 1) y 12 de julio de 1995 (sismo 13) de similar magnitud, se disponía de un número mayor de registros debido principalmente al incremento de las estaciones de la red mundial durante los dos últimos años. La orientación del mecanismo focal ha sido calculada a partir de 36 lecturas de polaridad para la onda P (Tabla 5.1.18) y la solución obtenida corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE, buzando $30^\circ \pm 12^\circ$ y $62^\circ \pm 10^\circ$ hacia el NE y SW respectivamente. La orientación de los planos nodales ha sido parcialmente controlada con la información obtenida de estaciones Centro y Sudamérica (Figura 5.1.1). El plano nodal que buza hacia el SW con un ángulo de $62^\circ \pm 10^\circ$ está mejor ajustado con los datos de polaridad disponibles, mientras que el plano que buza al NE está menos controlado y presenta valores mayores para la desviación típica de sus parámetros ($\phi=290^\circ \pm 37^\circ$, $\delta=30^\circ \pm 12^\circ$ y $\lambda=109^\circ \pm 46^\circ$) (Tabla 5.1.1).

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se ha seleccionado 11 registros de velocidad de la onda P distribuidos sobre tres cuadrantes de la esfera focal (Tabla 5.1.18). No se utilizaron registros de la onda SH debido a que las componentes horizontales presentaban ruido, siendo imposible identificar el inicio de la fase S. Los registros seleccionados fueron integrados a fin de realizar la modelización con señales en desplazamiento. El proceso de modelado se realiza siguiendo la rutina utilizada para terremotos anteriores, siendo obtenida la mejor correlación para un valor mínimo del RMS de 0.53 (Figura 5.1.34). La solución final se presenta en la Figura 5.1.35 y corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE buzando 36° hacia el NE y 54° hacia el SW. En esta Figura se observa que la correlación entre la fase P directa y las fases pP y sP (fases de profundidad) es buena para todos los registros y permiten ajustar correctamente la profundidad del foco. Las complejidades de la señal en los registros observados, pueden ser asociadas principalmente al ruido local en cada estación debido a la magnitud moderada del terremoto.

Tabla 5.1.18

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18). Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SJG	6.0	31.0	C	P*
BORG	18.7	85.5	C	P
ESK	31.6	87.6	C	P
PAB	45.4	79.8	C	P
DBIC	76.9	67.0	C	P*
ASCN	90.5	54.3	C	P
BDFB	99.8	20.9	C	P
SHEL	101.2	61.5	C	P
BOSA	118.7	87.9	C	P*
SUR	121.6	83.3	C	P
CPUP	141.2	17.5	C	P
EFI	169.1	39.4	C	P*
SPA	180.0	77.1	C	P*
PEL	183.1	20.1	D	P
VNDA	189.8	81.5	C	P
RAR	249.3	85.7	C	P
SNCC	315.4	66.3	C	P
SBC	316.3	67.1	C	P
PFO	317.4	64.4	C	P*
VTV	317.7	65.6	C	P
GLA	317.8	63.0	D	P
ISA	318.1	66.9	C	P*
GSC	318.6	65.7	C	P
CMB	319.1	69.6	C	P
MLAC	319.6	68.4	C	P*
TUC	319.7	59.9	C	P
ANMO	324.8	59.2	C	P*
DUG	325.9	65.5	C	P
HKT	329.6	49.7	C	P
FFC	340.9	72.8	C	P
BOCO	344.7	18.1	C	P
CEH	349.6	49.4	C	P
SSPA	352.0	53.9	C	P*
BINY	354.1	55.2	C	P
SDV	356.8	21.7	C	P
HRV	358.1	55.2	C	P*

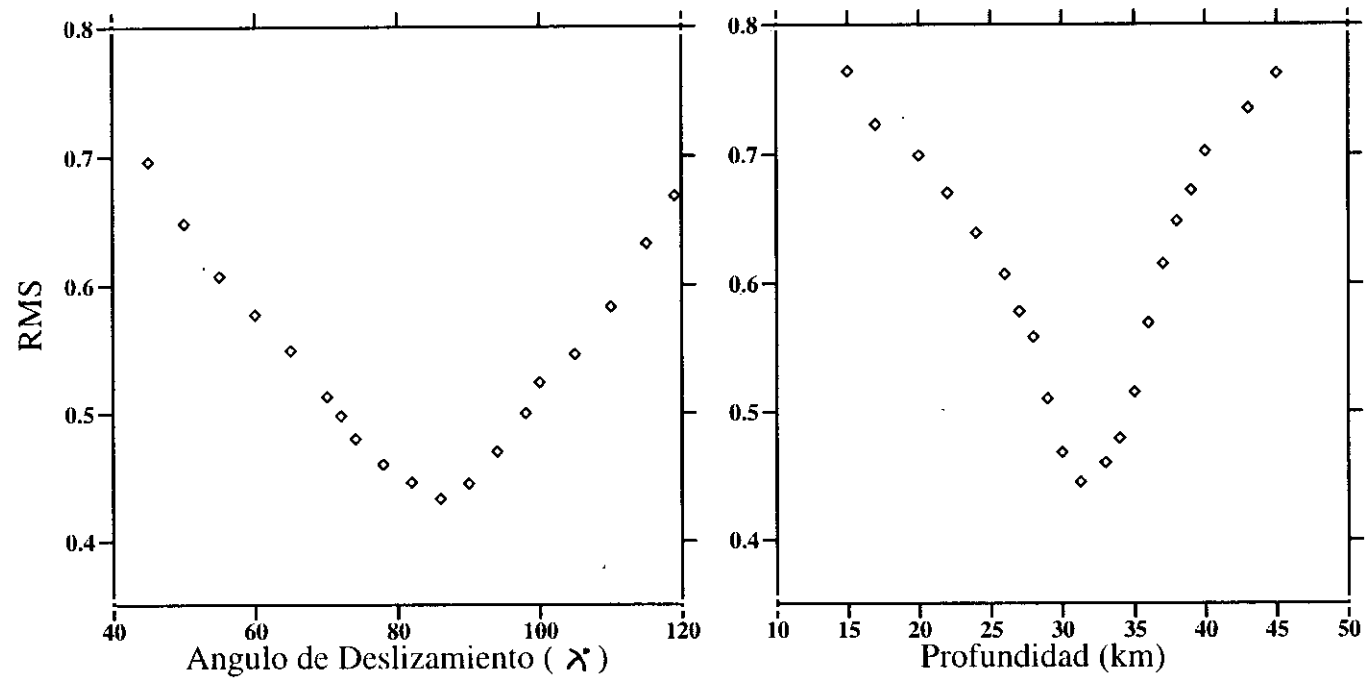


Figura 5.1.34.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 10 DE MARZO DE 1996 (mb=5.8)

A: 290° / 36° / 95° B: 117° / 54° / 86°
 $M_0 = 3.4 \times 10^{17}$ Nm $h = 32$ km

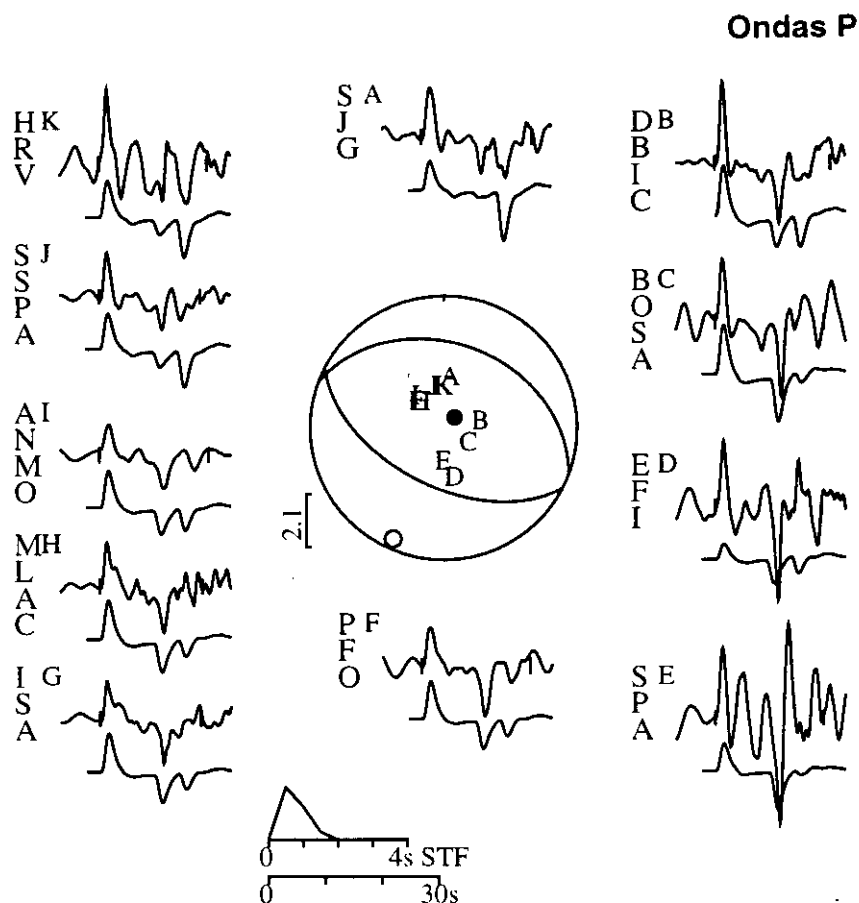


Figura 5.1.35.- Modelización de ondas P de banda ancha para el terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

La función temporal de la fuente sísmica es simple con una duración de 2 segundos y momento sísmico escalar de 3.4×10^{17} Nm. La profundidad del foco ha sido ajustada en 32 km. El momento sísmico escalar y el radio de fractura han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 14 registros de la onda P. En la Figura 5.1.36 se presenta dos ejemplos de los espectros obtenidos para el terremoto del 10 de marzo y que corresponden a las estaciones de MLAC y PFO. Estos espectros presentan valores de amplitud para la parte plana del espectro entre $1-2 \times 10^{-4}$ cm-s equivalente a un momento sísmico escalar medio de $4.1 \pm 1.0 \times 10^{17}$ Nm. Así mismo, la frecuencia esquina presenta valores entre $4-6 \times 10^{-1}$ Hz y permite estimar un radio medio de fractura de 5.9 ± 0.6 km. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 10 de marzo.

En la Tabla 5.1.19 se presenta el resumen de los parámetros obtenidos para el mecanismo focal del terremoto del 10 de marzo, además de los calculados por el CMT. La orientación obtenida para el mecanismo focal a partir de la modelización difiere de la calculada con la polaridad de la onda P, en la orientación del plano nodal que buza hacia el SW con diferencias del orden de 15° para el azimuth, 8° para el buzamiento y de 7° para el ángulo de deslizamiento. La variación en la orientación del mecanismo focal, ha permitido modelar correctamente las formas de onda de los registros, así como ajustar la profundidad del foco. Por otro lado, la orientación del mecanismo focal calculada por el CMT (Figura 5.1.5) varía de las obtenidas en este estudio, con diferencias del orden de $\phi=8^\circ$, $\delta=10^\circ$, $\lambda=24^\circ$ para el plano nodal con buzamiento hacia el NE y de $\phi=24^\circ$, $\delta=3^\circ$ y $\lambda=23^\circ$ para el plano que buza al SW; sin embargo, estas diferencias se encuentran dentro del rango de las desviaciones típicas calculadas para cada parámetro que define la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P (Tabla 5.1.19). La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 32 km, mucho menor a la calculada por el CMT ($h=54$ km). El momento sísmico escalar obtenido en este estudio a partir de la modelización (3.4×10^{17} Nm) y análisis espectral de ondas P (4.1×10^{17} Nm) son del mismo orden aunque inferiores que el calculado por el CMT (5.7×10^{17} Nm) probablemente debido a la ausencia de registros de ondas S. Estos resultados permiten estimar para el terremoto del 10 de marzo un momento sísmico escalar entre $3.4-5.7 \times 10^{17}$ Nm y una área total de ruptura de 109 km^2 .

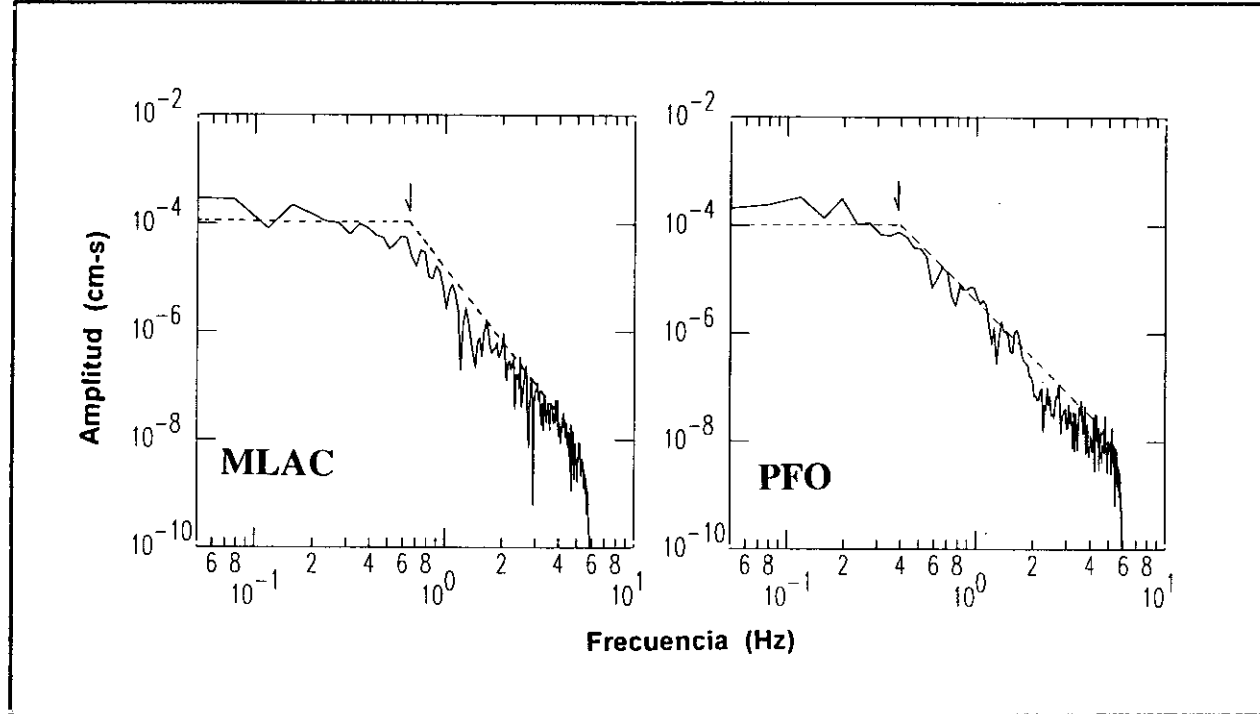


Figura 5.1.36.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18). Otros ver Figura 5.1.4.

Tabla 5.1.19

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁷ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 132±28	62±10	79±27			
	B: 290±37	30±12	109±46			
Modelización	A1: 117	54	86	32	3.5	
	B1: 290	36	95			
Análisis Espectral	Onda P				4.0±1.0	5.9±0.6
C.M.T.	A: 141	51	63	54	5.7	
	B: 282	46	119			

5.1.11- Terremoto del 12 de noviembre de 1996 (mb=6.5).

El terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19), ocurrió en el extremo Sur de la costa central de Perú y fue localizado en el mar a 135 km al SW de la ciudad de Nazca (Figura 5.1). El terremoto fue sentido con una intensidad máxima de VII MM en la ciudad de Nazca (Figura 5.1.37) y produjo daños en una área de 200 km² aproximadamente (Chatelain et al, 1997). El Instituto de Defensa Civil de Perú, informó oficialmente de la muerte de 17 personas, 1,590 heridos y más de 90,000 damnificados. Además de 5,000 viviendas destruidas y 12,000 afectadas, haciendo un costo económico de perdidas de 43 millones de dólares aproximadamente. Este terremoto generó un maremoto que produjo desviaciones del nivel medio del mar del orden de 180 cm (Mareógrafo de San Juan en la ciudad de Ica) y que ha diferencia del maremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17), no alcanzó la línea de costa debido a que el terremoto ocurrió durante la baja de mar (I.G.P, 1997). Para el cálculo de la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P, se dispuso de 61 lecturas de polaridad (Tabla 5.1.20) y la solución obtenida corresponde a una falla inversa con uno de los planos nodales orientado en dirección NNW-SSE y buzando 77°±4° hacia el WSW; mientras que el segundo plano está orientado en dirección NW-SE y buza con un ángulo de 16°±13° hacia el NE (Figura 5.1.1). Este último plano presenta valores altos

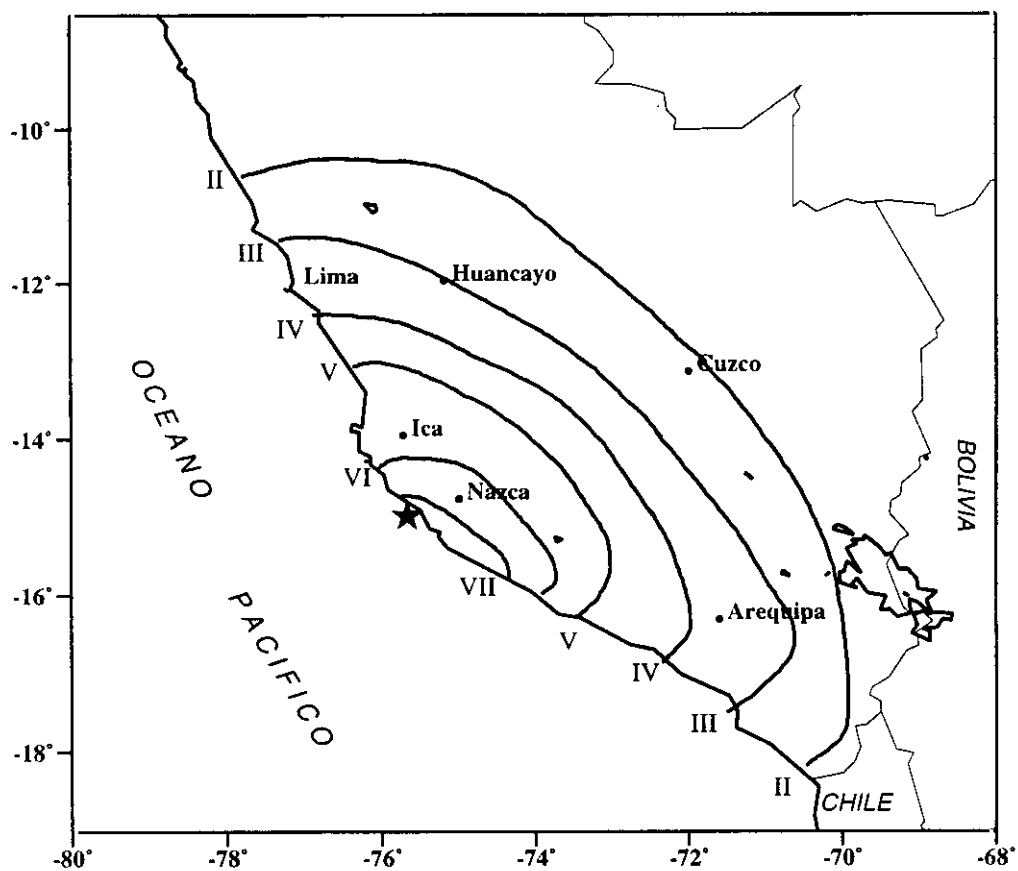


Figura 5.1.37.- Mapa de intensidades sísmicas en la escala de Mercalli Modificada (MM) para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 ($m_b=6.5$), según Chatelain et al, (1997). La estrella indica el epicentro del terremoto.

Tabla 5.1.20

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	3.6	57.3	C	P
SFJ	9.6	83.8	C	P*
SDV	12.2	24.2	C	P
DRLN	12.9	65.9	C	P
SJG	16.2	34.2	C	P*,SH*
BORG	20.4	89.4	C	P
ESK	33.1	92.5	C	P
DSB	34.4	90.0	C	P*
CMLA	40.3	70.9	C	P
PAB	47.3	85.6	C	P
SFUC	49.3	83.1	C	P*,SH*
KOG	50.2	30.3	C	P
MBO	66.0	64.9	C	P
DBIC	72.1	73.4	C	P*
ITR	84.3	36.9	C	P
ASCN	90.7	60.3	C	P*
BDFB	95.1	26.6	C	P
SHEL	101.2	67.1	C	P*
NATB	105.6	32.5	C	P
TRRB	107.9	31.5	C	P
BRSE	109.3	29.4	C	P
SPB	111.6	28.0	C	P
RSTA	115.3	26.5	C	P
SUR	122.7	87.4	C	P*,SH*
CPUP	126.3	20.5	C	P
UFRS	127.7	27.1	C	P
EFI	162.8	38.9	C	P,SH*
PEL	166.7	18.6	C	P
PLCA	171.1	26.0	C	P
VNDA	190.7	82.1	C	P*,SH*
RPN	243.4	33.5	D	P*,SH*
RAR	250.8	79.3	D	P

Tabla 5.1.20

Continuación.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
AFI	255.1	92.2	D	P
PPT	256.4	70.5	D	P*
BAR	320.9	61.5	C	P
PAS	321.2	63.4	C	P,SH*
SCZ	321.2	67.0	C	P
PFO	321.9	62.0	C	P
GPO	322.7	64.1	C	P
CMB	323.0	67.4	C	P
MLAC	323.6	66.2	C	P
TUC	324.8	57.8	C	P*,SH*
UNM	325.5	41.0	C	P
DUG	329.3	64.8	C	P
ANMO	330.1	57.6	C	P*
PNT	331.9	74.8	C	P
NEW	332.4	72.9	C	P
FFC	344.4	72.9	C	P
CCM	344.9	54.7	C	P*
RES	354.9	90.3	C	P
SALC	356.6	17.8	D	P
HOQC	356.9	18.3	C	P
SADO	357.1	59.5	C	P
CLMC	357.2	18.7	C	P
PURC	357.5	17.2	C	P
SILC	357.8	17.6	C	P
SSPA	357.9	55.4	C	P*
DIAC	358.3	18.1	C	P
AZUC	358.5	18.5	C	P
HOBC	358.6	19.2	C	P
BINY	359.7	56.9	C	P

para la desviación típica de cada uno de sus parámetros, $\varphi=304^{\circ}\pm24^{\circ}$, $\delta=16^{\circ}\pm13^{\circ}$ y $\lambda=124^{\circ}\pm34^{\circ}$ (Tabla 5.1.1).

Los sismogramas seleccionados para realizar la modelización son de excelente calidad y se distribuyen sobre toda la esfera focal. El análisis preliminar de los sismogramas permitió evaluar la complejidad del registro de las formas de onda del terremoto. Para realizar la modelización se ha utilizado 16 registros de velocidad de la onda P y 8 de la onda SH, obteniéndose una buena cobertura azimutal sobre la esfera focal (Tabla 5.1.20). Los registros seleccionados fueron integrados a fin de realizar la modelización con registros en desplazamiento. Para el modelado del terremoto se ha seguido el esquema descrito anteriormente hasta llegar a obtener un valor mínimo para el RMS de 0.44 (Figura 5.1.38). La solución final se presenta en la Figura 5.1.39 y su mecanismo focal corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE, siendo el plano nodal con buzamiento al Oeste próximo a la vertical ($\delta=75^{\circ}$) y el otro cerca a la horizontal ($\delta=17^{\circ}$) y con buzamiento hacia el Este. En general, el ajuste entre las amplitudes de los sismogramas teóricos y observados es buena para todas las estaciones, a excepción de los registros de las estaciones de RPN(P) y PPT(P) que debido a su localización en islas del Océano Pacífico, presentan ruido generado por el mar; sin embargo, las fases principales están bien correlacionadas (P, pP, sP, S y sS). En los registros de las estaciones de ASCN, SHEL y SUR se observan pulsos de pequeña amplitud 20 segundos después de la llegada de la onda P y cuyo origen podría ser debido a efectos de directividad de la ruptura o al registro continuo de las réplicas del terremoto.

La función temporal de la fuente sísmica es compleja y muestra que el proceso de ruptura del terremoto es debido a tres fuentes de liberación de energía sobre el mismo plano de falla. La duración de cada fuente es de 15, 14 y 19 segundos. El proceso de ruptura se inicia con una lenta liberación de la energía asociada a la primera fuente, siendo la mayor cantidad de energía liberada por las dos últimas fuentes. La duración total del proceso de ruptura es de 48 segundos con un momento sísmico escalar de 4.4×10^{20} Nm. La profundidad del foco ha sido ajustada en 18 km.

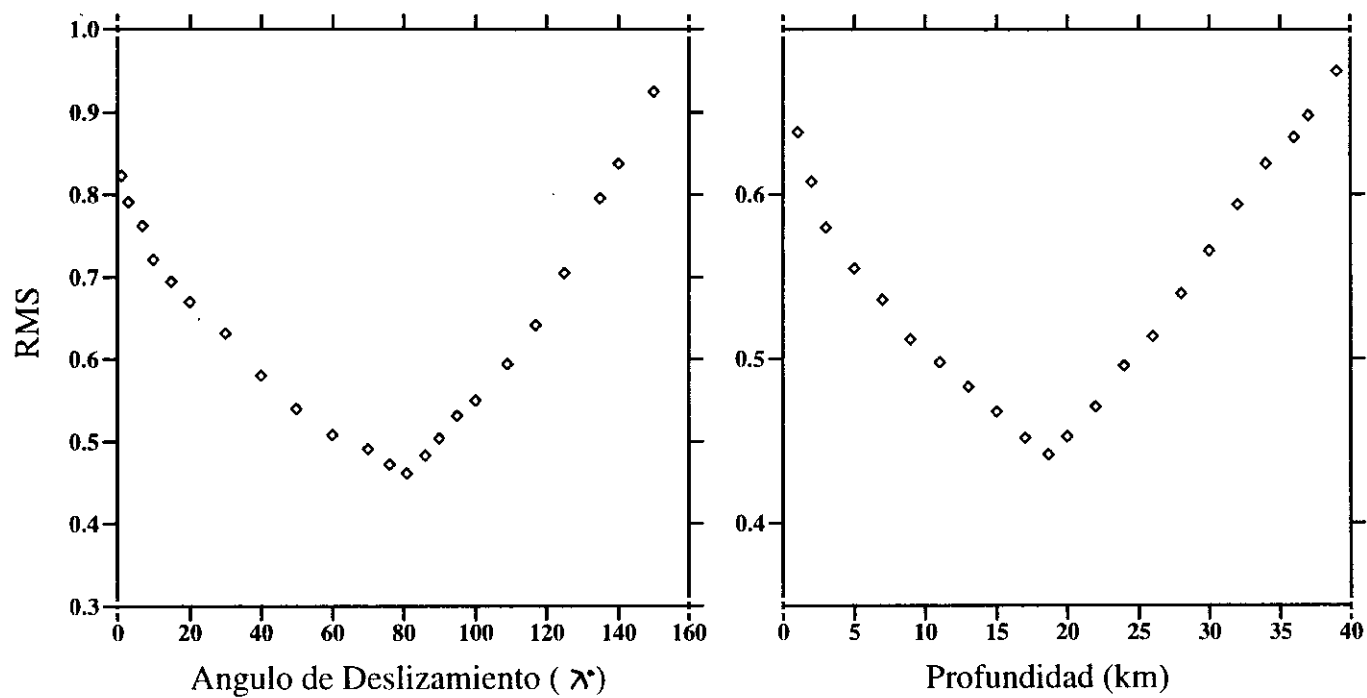


Figura 5.1.38. - Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996 (mb=6.5)

A: 310° / 17° / 121° B: 162° / 75° / 81°

$M_0 = 4.4 \times 10^{20}$ Nm

h= 18 km

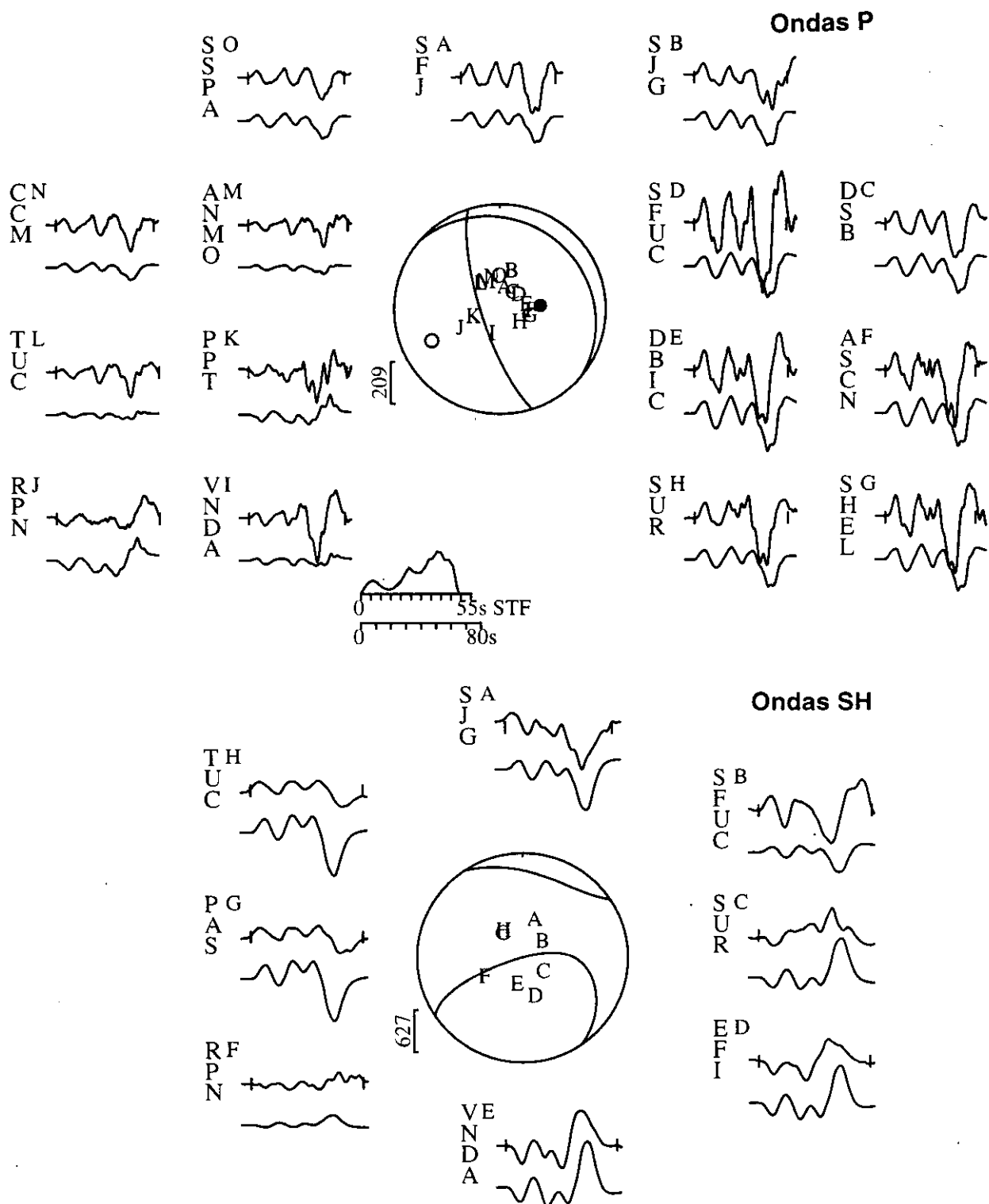


Figura 5.1.39.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

El momento sísmico escalar y el radio de fractura han sido obtenidos a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 24 registros de onda P y 8 de onda S. Dos ejemplos de los espectros calculados para el terremoto del 12 de noviembre, son presentados en la Figura 5.1.40 y corresponden a las estaciones de PAB (onda P) y SFUC (onda S). En los espectros obtenidos se observa que la amplitud de la parte plana varía entre $0.6\text{-}2.0 \times 10^{-1}$ cm-s para la onda P y entre $0.6\text{-}1.0 \times 10^{-1}$ cm-s para la onda S. Estos valores permiten obtener un momento sísmico escalar medio de $2.9 \pm 0.6 \times 10^{20}$ Nm para la onda P y de $4.3 \pm 0.9 \times 10^{20}$ Nm para la onda S. Así mismo, los valores de la frecuencia esquina varía entre $1.0\text{-}1.2 \times 10^{-1}$ Hz para la onda P y entre $0.6\text{-}0.9 \times 10^{-1}$ Hz para la onda S y son equivalentes a radios medios de fractura de 22.3 ± 1.2 km y de 19.4 ± 3.0 km. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 12 de noviembre.

Los resultados obtenidos para el mecanismo focal del terremoto del 12 de noviembre son presentados en la Tabla 5.1.21, además de los calculados por el CMT. La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la modelización de ondas de volumen, varía parcialmente de la calculada a partir de la polaridad de la onda P con diferencias menores a 6° para el azimut y el ángulo de deslizamiento de los planos nodales. Por otro lado, la orientación del mecanismo focal calculada por el CMT (Figura 5.1.5) varía de la obtenida en este estudio con diferencias menores a 13° para el plano nodal que buza hacia el Oeste y menor de 16° para el plano que buza hacia el Este. Estas diferencias se encuentran dentro de las desviaciones típicas obtenidas a partir de la polaridad de la onda P. El momento sísmico escalar obtenido en la modelización (4.4×10^{20} Nm) y a partir del análisis espectral de ondas S (4.3×10^{20} Nm) son prácticamente iguales al calculado por el CMT (4.4×10^{20} Nm); sin embargo, estos valores son prácticamente el doble del obtenido a partir de los espectros de ondas P (2.8×10^{20} Nm) y cuya diferencia puede ser atribuida al uso de un modelo de falla circular para el cálculo de M_0 . La profundidad del foco ha sido ajustada en 18 km, mucho menor que la calculada por el CMT ($h=37$ km). Los cuantiosos daños ocasionados por el este terremoto indica un foco superficial, por lo que creemos más realista nuestra solución de $h=18$ km. Los radios medios de fractura permiten estimar una área total de ruptura de 1.365 km^2 .

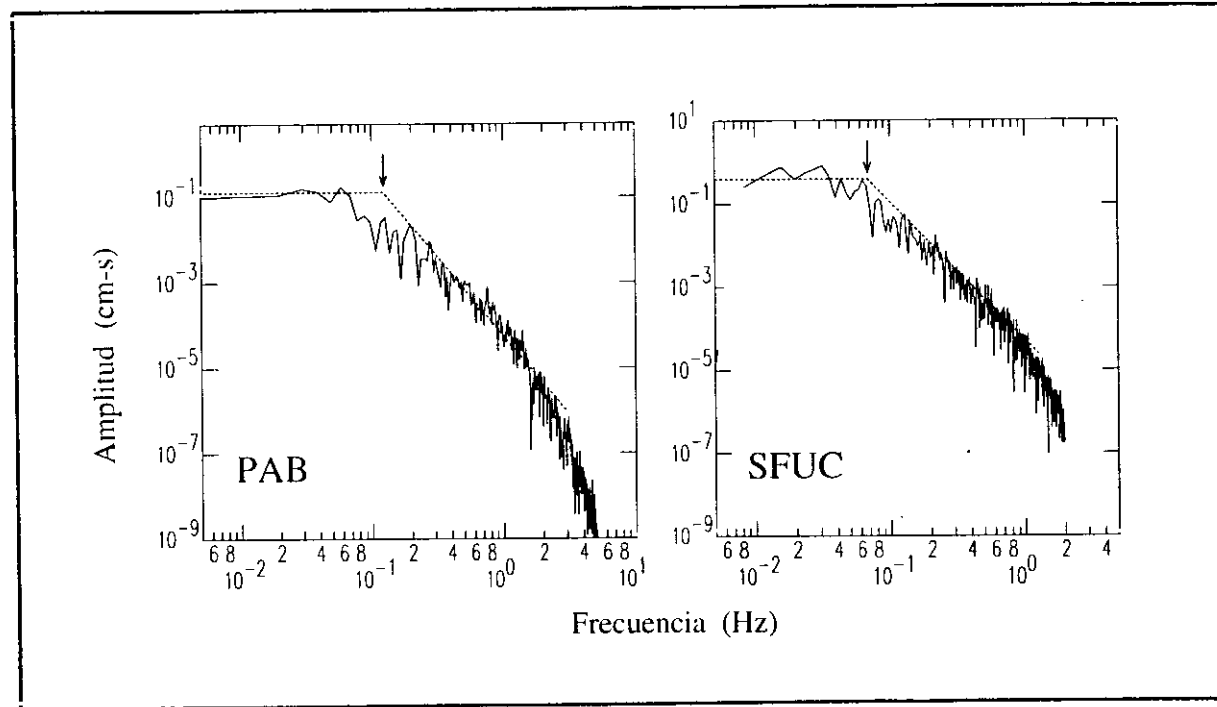


Figura 5.1.40.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de las ondas P (PAB) y S (SFUC) para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). Otros ver Figura 5.1.4.

Tabla 5.1.21

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ²⁰ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	159±12	77±4	81±25		
	B:	304±24	16±13	124±34		
Modelización	A1:	162	75	81	18	4.4
	B1:	310	17	121		
Análisis Espectral				Onda P	2.9±0.6	22.3±1.2
				Onda S	4.3±0.9	19.2±3.2
C.M.T.	A:	175	64	68	37	4.4
	B:	312	33	127		

5.1.11.1- Réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996.

Durante los primeros 3 meses de haberse producido el terremoto del 12 de noviembre, el NEIC informó sobre la ocurrencia de 82 réplicas con magnitudes $m_b \geq 3.9$ distribuidas en una área de 300 km² paralela a la línea de costa (Figura 5.1.41). Del total de estas réplicas, cinco presentaron magnitudes $m_b \geq 5.4$, pero únicamente ha sido posible calcular el mecanismo focal para tres de ellas debido al registro continuo de réplicas de menor magnitud que interfieren en el registro. De las réplicas seleccionadas, dos ocurrieron el 13 de Noviembre y fueron localizadas a 17 km ($m_b=5.5$) y 64 km ($m_b=5.5$) al Norte y al S-SE del sismo principal. La tercera réplica se produjo el día 14 de Noviembre ($m_b=5.4$) y fue localizada a 24 km hacia el NW del sismo principal. En la Figura 5.1.41 se muestra la distribución epicentral de estas réplicas y en la Tabla 5.1.22 sus parámetros hipocentrales según el boletín del NEIC.

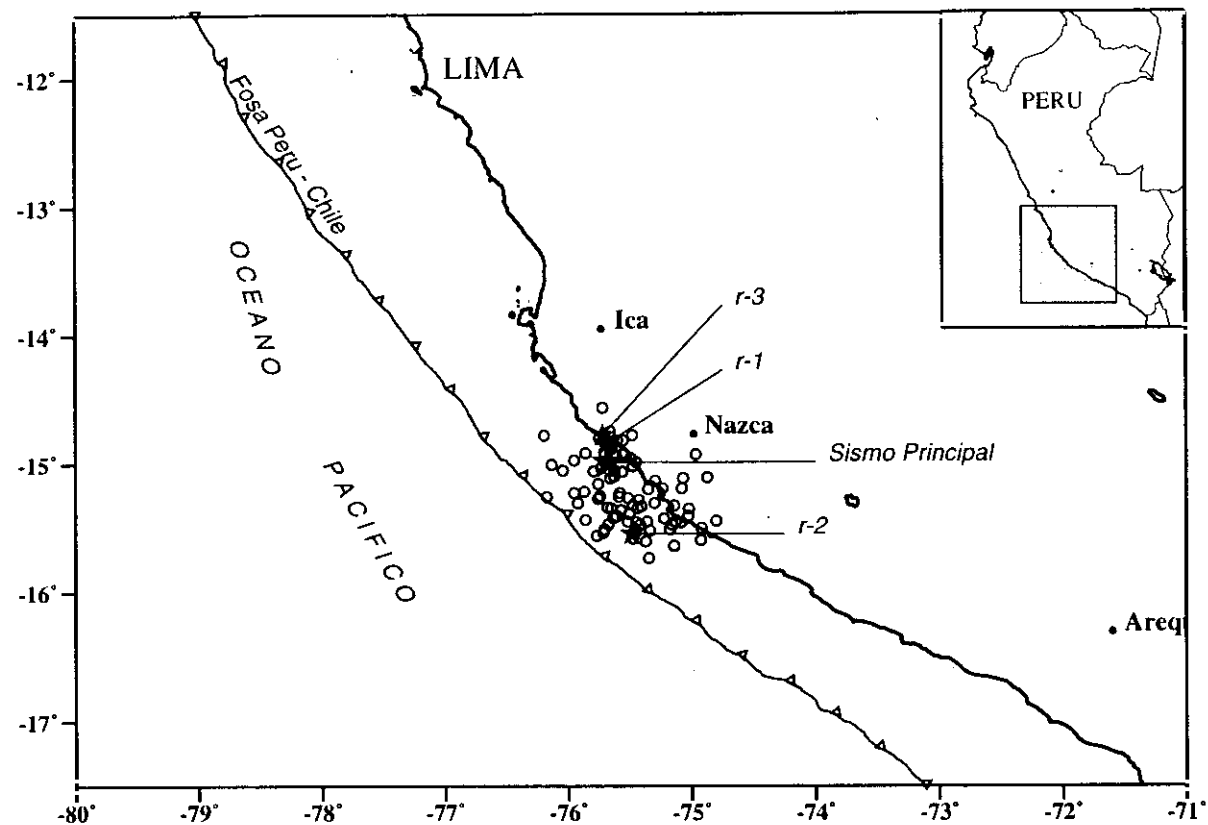


Figura 5.1.41.- Mapa de localización epicentral de las réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 según el NEIC ($m_b \geq 3.5$). Las estrellas indican los epicentros del terremoto principal y de las réplicas analizadas en este estudio: 1r= 13 de noviembre, 02h41m ($m_b=5.5$), 2r= 13 de noviembre, 12h32m ($m_b=5.5$) y 3r= 14 de noviembre, 11h44m ($m_b=5.4$).

Tabla 5.1.22

Parámetros epicentrales de las tres réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 analizadas en este estudio (NEIC).

N°	Fecha (d- m- a)	Tiempo Origen (h-m-ss.s)	Localización		Prof (km)	Mag. (mb)
			Lat-S (°)	Lon-W (°)		
1r	13.11.1996	024139.9	14.84	75.67	33	5.5
2r	13.11.1996	123209.7	15.54	75.48	33	5.5
3r	14.11.1996	114406.7	14.78	75.72	33	5.4

La orientación de los mecanismos focales para las tres réplicas fue obtenida a partir de 28, 25 y 22 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.1.23). Las orientaciones de los planos nodales fueron ajustadas con datos de polaridad de estaciones de Centro y Sudamérica. Las soluciones corresponden a fallas inversas con uno de los planos nodales orientado en dirección NNW-SSE y el otro en dirección NW-SE similar a la del sismo principal (sismo 19) (Figura 5.1.42a). Los planos nodales con buzamiento hacia el WSW presentan ángulos de $66^{\circ} \pm 12^{\circ}$, $68^{\circ} \pm 11^{\circ}$ y $69^{\circ} \pm 10^{\circ}$ y los que buzaban hacia el NE ángulos de $22^{\circ} \pm 11^{\circ}$, $24^{\circ} \pm 13^{\circ}$ y $25^{\circ} \pm 14^{\circ}$. Los ángulos de buzamiento de los planos nodales varían entre 6° y 10° con los obtenidos para el sismo principal (Tabla 5.1.24).

Tabla 5.1.24

Parámetros del mecanismo focal para las tres réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19) obtenidos a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P. φ° = azimut, δ° = buzamiento, λ° = ángulo de deslizamiento, N.L. = número de lecturas, P.A. = proporción de aciertos.

N°	Plano-1			Plano-2			N.L.	P.A.
	φ°	δ°	λ°	φ°	δ°	λ°		
1r	315 \pm 30	22 \pm 11	111 \pm 47	157 \pm 24	69 \pm 10	82 \pm 28	28	0.96
2r	317 \pm 31	25 \pm 14	107 \pm 43	156 \pm 29	66 \pm 12	82 \pm 30	25	0.96
3r	316 \pm 39	24 \pm 13	108 \pm 35	156 \pm 29	68 \pm 11	82 \pm 21	22	0.95

Tabla 5.1.23

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal de la primera réplica del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (13 de noviembre, 02h 41m). Otros ver Tabla 5.1.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	3.6	57.2	C	P
SDV	12.3	24.1	C	P
DRLN	12.9	65.8	C	P
SJG	16.3	34.1	C	P
PAB	47.3	85.5	C	P
DBIC	78.3	73.4	C	P*
DBFB	95.3	26.7	C	P
NATB	105.9	32.6	C	P
BRSB	109.5	29.5	C	P
RSTA	115.6	26.6	C	P
CPUP	126.6	20.6	C	P
UFRS	127.9	27.2	C	P
PLCA	171.1	26.2	C	P
VNDA	190.7	82.2	C	P*
PAS	321.2	63.3	C	P
PFO	321.8	61.9	C	P
CMB	322.9	67.2	C	P
TUC	324.8	57.7	C	P*
DUG	329.2	65.4	C	P
ANMO	330.1	57.5	C	P
CCM	344.9	54.6	C	P*
CLMC	357.3	18.6	C	P
PURC	357.6	17.1	C	P
SILC	357.8	17.4	C	P
SSPA	357.9	55.2	C	P
DIAC	358.4	18.0	C	P
AZUC	358.6	18.4	C	P
BINY	359.7	56.7	D	P

Tabla 5.1.23

Continuación. Segunda réplica (13 noviembre, 12h 32m)

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	3.4	57.8	C	P
SDV	11.4	24.6	C	P
DRLN	12.7	66.4	C	P
SJG	15.6	34.6	C	P*
DBIC	78.0	73.2	C	P*
BDFB	94.1	26.4	C	P
NATB	104.9	32.2	C	P
TRRB	107.2	31.2	C	P
BRSB	108.6	29.0	C	P*
CPUP	125.5	20.0	C	P
UFRS	127.2	26.6	C	P
EFI	162.8	38.4	C	P
PLCA	171.4	25.5	C	P
VNDA	190.6	81.6	C	P*
CMB	322.9	67.9	C	P
MLAC	323.5	66.7	C	P
TUC	324.8	58.3	C	P
DUG	329.2	65.4	C	P
FFC	344.3	73.5	C	P
CCM	344.8	55.3	C	P
PURC	356.8	17.7	C	P
SADO	356.9	60.0	D	P
SILC	357.0	18.1	C	P
SSPA	357.7	55.8	C	P
AZUC	357.8	19.0	C	P

Tabla 5.1.23

Continuación. Tercera réplica (14 de noviembre, 11h 44m).

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SDV	12.5	24.1	C	P
SJG	16.4	34.0	C	P
PAB	47.3	85.5	C	P
DBIC	78.3	73.4	C	P*
ITR	84.9	36.9	C	P
BDFB	95.4	26.7	C	P*
LPAZ	102.4	7.5	C	P
NATB	105.9	32.6	C	P
BRSB	109.6	29.5	C	P*
RSTA	115.6	26.7	C	P
CPUP	126.6	20.6	C	P
UFRS	127.9	27.3	C	P
PLCA	171.0	26.2	C	P
PAS	321.2	63.2	C	P
PFO	321.8	61.8	C	P
MLAC	323.6	66.0	C	P
TUC	324.8	57.6	C	P
SALC	356.9	17.7	D	P
PURC	357.8	17.0	C	P
AZUC	358.7	18.3	C	P
SSPA	358.0	55.2	C	P*
SILC	358.0	17.4	C	P

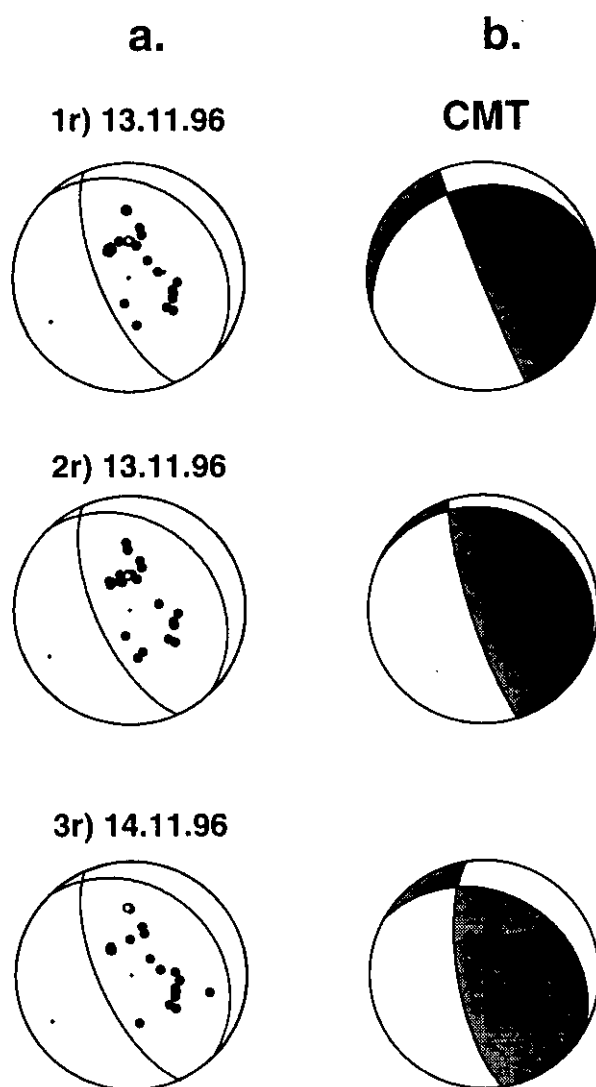


Figura 5.1.42.- a) Mecanismos focales calculados a partir de la distribución de la polaridad de la primera llegada de la onda P y b) Solución obtenida por el CMT, para las réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos negros y las áreas sombreadas corresponden a las compresiones y los círculos y áreas blancas a las dilataciones. T y P representan a los ejes de tensión y presión respectivamente.

Para las réplicas analizadas en el presente estudio, los registros de buena calidad son mínimos; por lo tanto, los problemas de cobertura azimutal son mayores. Debido a ello solo se dispuso de 4 registros de velocidad de la onda P para cada réplica. El modelado de las réplicas se realizó según la rutina seguida para terremotos anteriores hasta obtener valores mínimos para los RMS de 0.28 para la primera réplica, 0.29 para la segunda y de 0.27 para la tercera (Figura 5.1.43). Las soluciones obtenidas a partir de la modelización se presentan en la Figura 5.1.44 y los mecanismos focales corresponden a fallas inversas con idénticas orientaciones que las obtenidas a partir de la polaridad de la onda P. La correlación entre los registros teóricos y observados es buena para las tres soluciones y el ajuste logrado para las fases pP y sP han permitido tener una buena estimación de la profundidad del foco.

La función temporal de la fuente sísmica para las tres réplicas es simple y tienen duraciones de 4, 9 y 3 segundos para la primera, segunda y tercera réplica. El momento sísmico escalar para la primera réplica es de 1.6×10^{18} Nm, para la segunda de 2.8×10^{18} Nm y de 3.2×10^{17} Nm para la tercera. La profundidad para cada uno de los focos ha sido ajustada en 25, 11 y 21 km respectivamente.

El momento sísmico escalar y el radio de fractura para cada réplica han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P (4 registros de la onda P para la primera réplica y 3 para la segunda y tercera). En la Figura 5.1.45 se presenta seis ejemplos de los espectros calculados a razón de dos para cada réplica. En los espectros obtenidos se observa que la amplitud de la parte plana varía entre $5-10 \times 10^{-4}$ cm-s para la primera réplica, entre $5-12 \times 10^{-4}$ cm-s para la segunda y entre $2-5 \times 10^{-4}$ cm-s para la tercera. Estos valores son equivalentes a un momento sísmico escalar medio de $1.4 \pm 0.4 \times 10^{18}$ Nm para la primera réplica, $1.4 \pm 0.4 \times 10^{18}$ Nm para la segunda y de $4.3 \pm 0.1 \times 10^{17}$ Nm para la tercera. Los radios medios de fractura fueron estimados a partir de la frecuencia esquina en 7.2 ± 0.2 , 8.1 ± 0.6 y 5.8 ± 0.3 km para cada una de las tres réplicas respectivamente. En el Anexo 1, se adjunta el total de los espectros obtenidos para cada una de las réplicas.

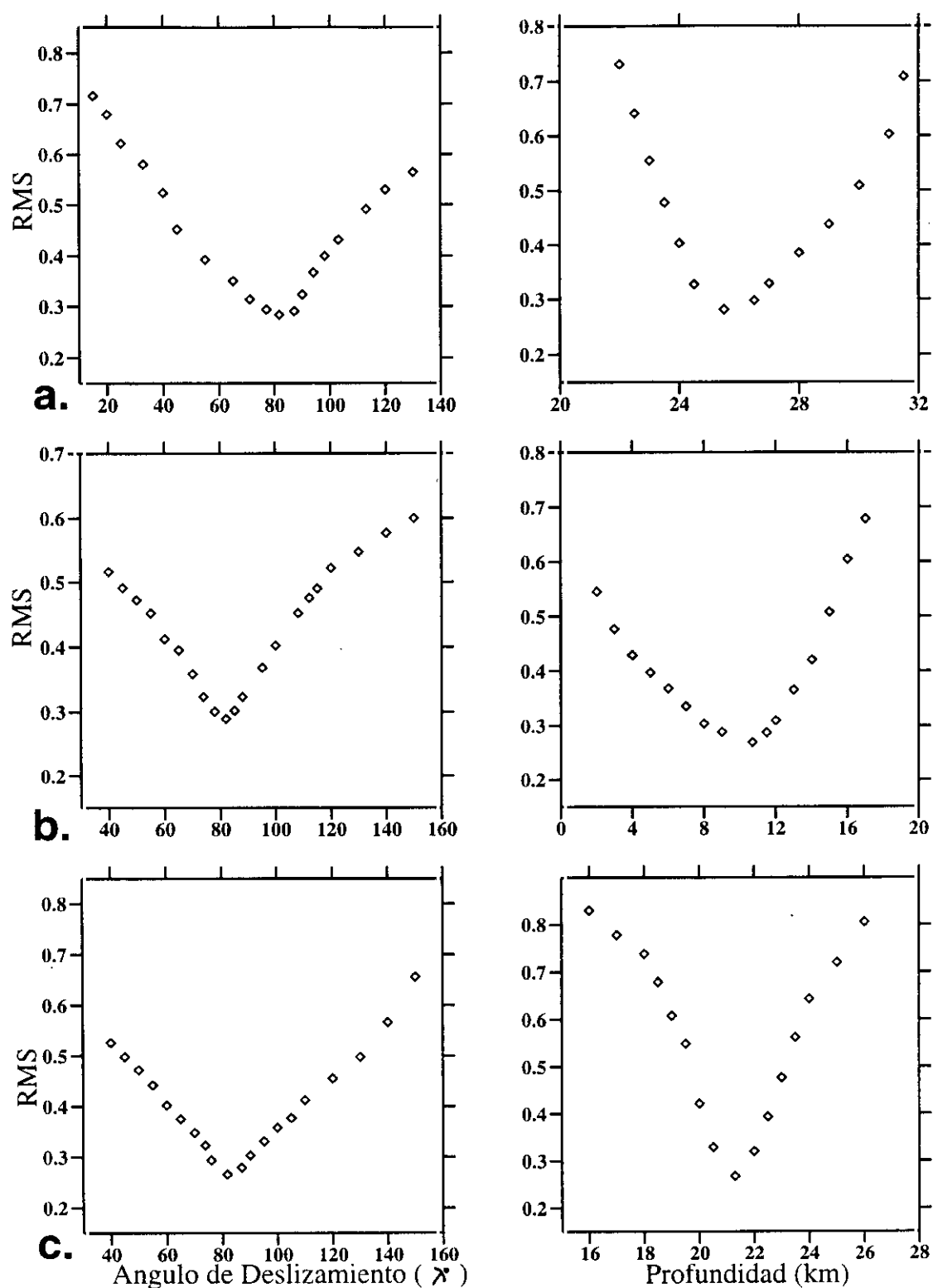


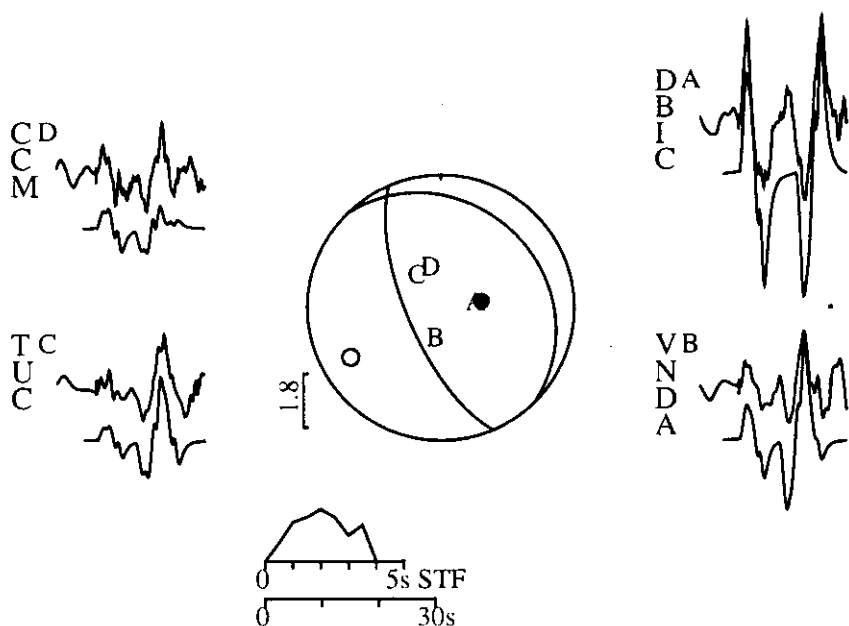
Figura 5.1.43.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para las tres réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19) a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen. **a)** réplica del 13 de noviembre, 02h41m; **b)** réplica del 13 de noviembre, 12h32m y **c)** réplica del 14 de noviembre, 11h44m.

REPLICA DEL 13 DE NOVIEMBRE DE 1996-a (mb=5.5)

A: 314° / 22° / 111° B: 157° / 69° / 82°

$M_0 = 1.6 \times 10^{18} \text{ Nm}$

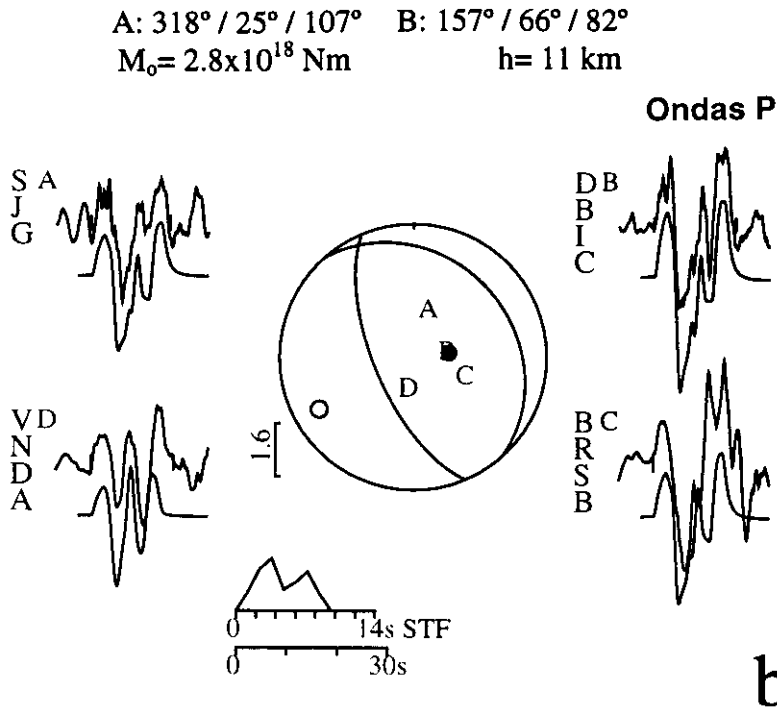
$h = 25 \text{ km}$



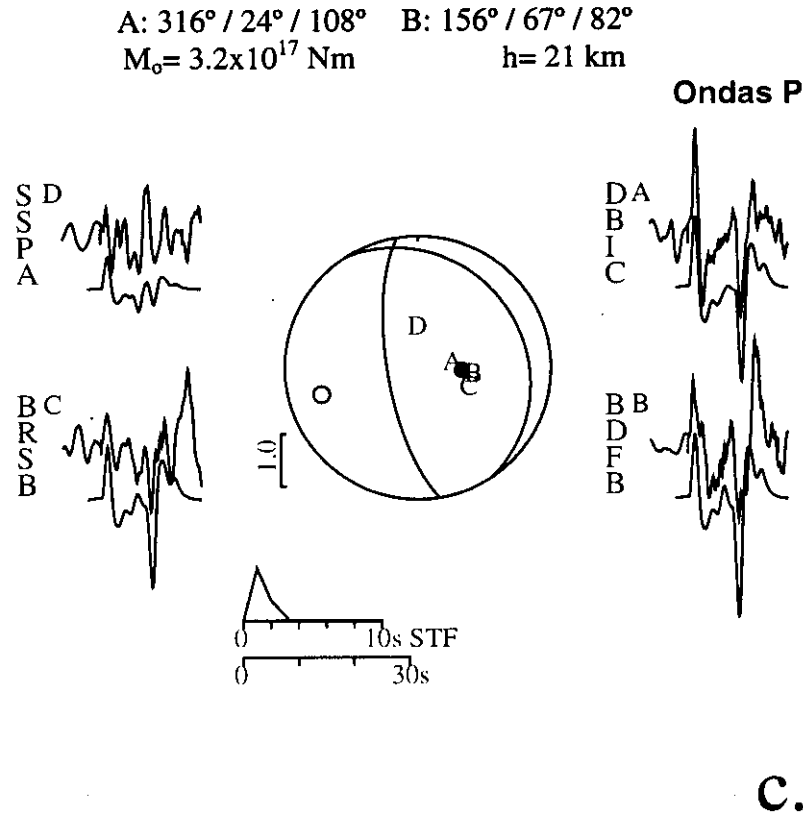
a.

Figura 5.1.44.- Modelización de ondas P para las replicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996.). En la parte superior de muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. a) réplica del 13 de noviembre, 02h41m; b.) réplica del 13 de noviembre, 12h32m y c.) réplica del 14 de noviembre, 11h44m. Otros ver Figura 5.1.3.

REPLICA DEL 13 DE NOVIEMBRE DE 1996-b (mb=5.5)



REPLICA DEL 14 DE NOVIEMBRE DE 1996 (mb=5.4)



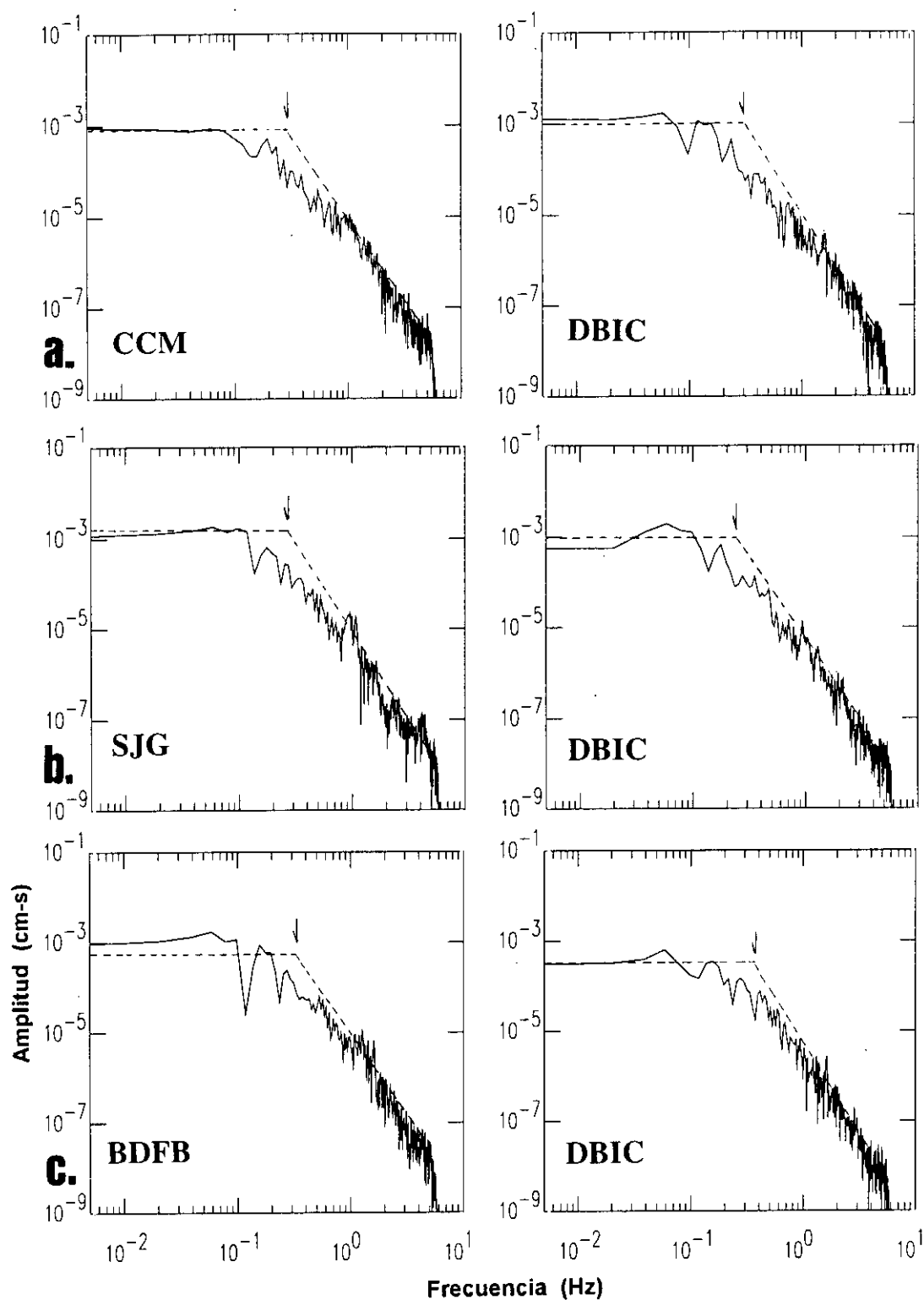


Figura 5.1.45.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de las ondas P para las réplicas del terremoto del 12 de noviembre (sismo 19) analizadas en este estudio. **a)** réplica del 13 de noviembre, 02h41m; **b)** réplica del 13 de noviembre de, 12h32m y **c)** réplica del 14 de noviembre, 11h44m. Otros ver Figura 5.1.4.

Los resultados obtenidos para el mecanismo focal de las tres réplicas analizadas en este estudio se presentan en la Tabla 5.1.25, además de las obtenidas por el CMT. Las orientaciones para el mecanismo focal obtenidas a partir de la polaridad de la onda P, han permitido ajustar correctamente las formas de onda de los registros utilizados en el modelado de las tres réplicas. Las soluciones obtenidas por el CMT para la orientación del mecanismo focal (Figura 5.1.42b) varían de las obtenidas en este estudio con diferencias máximas de 66° para los ángulos de deslizamiento. Para el azimut y buzamiento de los planos nodales las diferencias son del orden de 3° y 21° . La mayor variación se observa para la orientación del mecanismo focal de la primera réplica, con diferencias 63° y 107° para el azimut y ángulo de deslizamiento del plano nodal que buza hacia el NE (Figura 5.1.42b). La profundidad para el foco de las tres réplicas fueron correctamente ajustadas en este estudio y difieren de las calculadas por el CMT en 13 km para la primera réplica, 4 km para la segunda y 3 km para la tercera. Las dimensiones del momento sísmico escalar son del mismo orden que las obtenidas por el CMT, siendo la mayor diferencia observada para la tercera réplica (Tabla 5.1.25). Los radios medios de fractura han permitido estimar las áreas de ruptura en 160 km^2 para la primera réplica, 205 km^2 para la segunda y 105 km^2 para la tercera réplica.

Tabla 5.1.25

Parámetros del mecanismo focal de las réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). Otros ver Tabla 5.1.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{18}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
REPLICA-1						
Polaridad	A: 315±30	22±11	111±47			
Onda P	B: 157±24	69±10	82±28			
Modelización	A: 315	22	111	25	1.6	
	B: 157	69	82			
Análisis Espectral	Onda P				1.4±0.4	7.3±0.2
C.M.T.	A: 252	23	4	38	1.3	
	B: 158	88	113			
REPLICA-2						
Polaridad	A: 317±31	25±14	107±43			
Onda P	B: 156±29	66±12	82±30			
Modelización	A: 317	25	107	11	2.8	
	B: 156	66	82			
Análisis Espectral	Onda P				2.4±0.4	8.1±0.6
C.M.T.	A: 296	13	44	15	1.4	
	B: 163	81	100			
REPLICA-3					M_0 $\times 10^{17}$ Nm	
Polaridad	A: 316±39	24±13	108±35			
Onda P	B: 156±29	68±11	82±21			
Modelización	A: 316	24	108	21	3.2	
	B: 156	68	82			
Análisis Espectral	Onda P				4.3±0.1	5.8±0.3
C.M.T.	A: 299	29	42	18	2.9	
	B: 171	71	112			

5.2.- TERREMOTOS INTERMEDIOS

5.2.1- Introducción.

Se han seleccionado 7 terremotos ocurridos en Perú entre 1990-1996 con foco a profundidad intermedia y magnitudes $m_b \geq 5.8$ para estudiar su mecanismo focal. De estos terremotos, uno ocurrió en el mar cerca de la costa central y los restantes están distribuidos en la región Norte y Sur de Perú (Figura 5.1). La orientación de los mecanismos focales de estos terremotos fue obtenida a partir de la distribución de la polaridad de la onda P y sus soluciones gráficas y numéricas se presenta en la Figura 5.2.1 y Tabla 5.2.1. En general, estas soluciones corresponden a mecanismos focales de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE y buzando ambos 45° aproximadamente (sismos 10 y 12). Para el sismo 8 se obtiene el mismo tipo de solución, pero con planos nodales orientados en dirección NNE-SSW. Los sismos 6 y 14 presentan un plano nodal cerca de la vertical y el otro casi horizontal orientados en dirección NNW-SSE aproximadamente. El sismo 11 presenta un plano nodal prácticamente vertical y orientado en dirección NNW-SSE, mientras que el segundo plano es casi horizontal y orientado en dirección WSW-ENE. Solo para el terremoto 7, se ha obtenido un mecanismo focal de desgarre con eje de tensión orientado en dirección N-S. Las soluciones obtenidas para los sismos 6, 7, 11 y 14 muestran que al menos uno de los planos nodales ha sido correctamente ajustado con el uso de lecturas de polaridad de estaciones de Centro y Sudamérica (Tabla 5.2.1). En general, los planos nodales con buzamiento hacia el WSW y NNW están menos controlados debido a la falta de lecturas de polaridad en el extremo Oeste de la esfera focal obteniéndose valores para la desviación típica menores de 42° para el azimuth del plano nodal, 35° para el buzamiento y 68° para el ángulo de deslizamiento. Así mismo, para todos los mecanismos focales se obtiene un valor alto para la proporción de aciertos (mayor a 0.95).

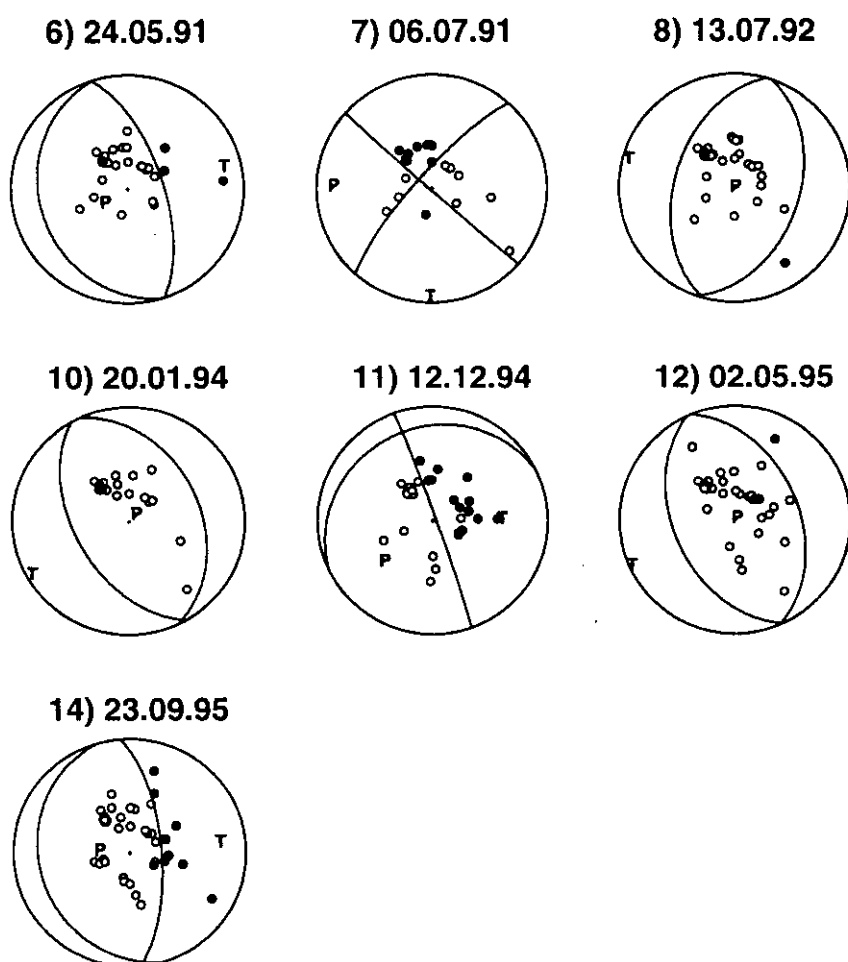


Figura 5.2.1.- Mecanismos focales obtenidos a partir de la distribución de la polaridad de la primera llegada de la onda P, para los terremotos con foco a profundidad intermedia analizados en el presente estudio ($60 < h \leq 350$ km). Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos negros representan las compresiones y los blancos las dilataciones. T y P corresponden a los ejes de tensión y presión respectivamente. En la parte superior de cada mecanismo focal, se indica el número de referencia (Tabla 5.1) y la fecha de cada terremoto (día, mes, año).

Tabla 5.2.1

Parámetros del mecanismo focal para terremotos con foco a profundidad intermedia obtenidos a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P.

φ° = azimut, δ° = buzamiento, λ° = ángulo de deslizamiento.

N.L. = número de lecturas, P.A. = proporción de aciertos.

N°	Plano-1			Plano-2			N.L.	P.A.
	φ°	δ°	λ°	φ°	δ°	λ°		
6	163±31	25±6	-89±55	343±27	65±7	-90±34	31	0.96
7	221±15	79±14	-178±20	131±15	88±20	-11±15	22	0.97
8	19±47	43±8	-88±34	196±39	47±9	-92±46	32	0.96
10	335±32	38±25	-93±58	151±42	52±28	-93±68	27	0.96
11	243±26	19±35	-8±21	340±9	87±5	-109±35	32	0.97
12	155±25	46±8	-91±48	337±26	44±7	-91±22	39	0.97
14	164±26	23±7	-101±41	355±13	67±4	-94±39	50	0.98

Para realizar la modelización de ondas de volumen, los registros de velocidad han sido integrados a fin de trabajar la señal en desplazamiento. Para generar los registros teóricos, el modelo de distribución de velocidades con la profundidad corresponde al utilizado por Grange et al (1984) y Lindo (1993) para el cálculo de los hipocentros de terremotos de profundidad intermedia ocurridos en la región central y Sur de Perú (Tabla 5.2.2).

Tabla 5.2.2

Modelo de velocidad utilizado para el cálculo de los registros teóricos de terremotos con foco a profundidad intermedia (Grange et al, 1984; Lindo, 1993).

h (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ gr/cm ³
0-55	6.8	3.9	3.0
> 55	8.1	4.6	3.3

A continuación, se describe los resultados obtenidos para cada terremoto con foco a profundidad intermedia siguiendo el orden establecido en la Tabla 5.1.

5.2.2- Terremoto del 24 de mayo de 1991 (mb=6.3).

El epicentro del terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6) fue localizado en la región Sur de Perú y a 75 km al NE de la ciudad de Moquegua (Figura 5.1). La orientación del mecanismo focal ha sido obtenida a partir de la distribución sobre la esfera focal de 31 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.2.3) y la solución corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE aproximadamente (Figura 5.2.1). Uno de los planos nodales se encuentra próximo a la vertical (plano con buzamiento hacia el ENE, $\delta=65^{\circ}\pm7^{\circ}$) y el otro casi horizontal (plano con buzamiento al WSW, $\delta=25^{\circ}\pm6^{\circ}$) y mal controlado debido a la escasez de estaciones sísmicas que permitan cubrir el extremo Oeste de la esfera focal. Los valores de la desviación típica para la orientación de este plano son: $\phi=\pm31^{\circ}$, $\delta=\pm6^{\circ}$, $\lambda=\pm55^{\circ}$ (Tabla 5.2.1).

Los registros seleccionados para realizar la modelización, corresponden a 10 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH (Tabla 5.2.3). Los registros de la onda P se distribuyen sobre toda la esfera focal, característica que permitirá tener mayor control sobre la orientación de los planos nodales; mientras que para la onda SH los registros se localizan en el primer y tercer cuadrante de la esfera focal. Para realizar la modelización de ondas de volumen, se sigue el mismo esquema descrito en el capítulo 5.1, siendo obtenido el mejor ajuste entre los registros observados y teóricos para un RMS de 0.31 (Figura 5.2.2). La solución final obtenida a partir de la modelización se presenta en la Figura 5.2.3 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal, con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE buzando uno de los planos 25° hacia el WSW y el otro 65° hacia el ENE. La correlación entre los registros teóricos y observados de las ondas P y SH son buenas y los registros de las estaciones de PPT (P) y RPN (P) (estaciones localizadas en islas del Océano Pacífico) han permitido tener mejor

Tabla 5.2.3

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6). El asterisco indica las estaciones usadas en la modelización. C y D indican compresión y dilatación de la onda P

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SDV	0.2	25.2	D	P
ALE	1.1	98.9	D	P
ESK	31.9	91.2	D	P
KONO	30.5	99.3	D	P
ECH	40.9	94.3	D	P
CAY	41.9	28.0	C	P
SSB	43.1	91.5	D	P*
TOL	45.3	83.5	D	P
MBO	62.9	61.3	C	P*
TAM	64.3	84.1	D	P*
ZOBO	84.9	2.5	C	P
SLR	117.0	90.7	D	P
SUR	121.5	82.6	D	P*,SH*
DRV	191.8	93.9	D	P
RPN	246.8	37.7	D	P*
PPT	255.9	74.8	D	P*
KIP	291.2	93.5	D	P
SBC	318.0	68.8	D	P
PAS	318.6	67.6	D	P
SCZ	318.9	71.2	D	P*
PFO	319.2	66.2	D	P
ISA	319.7	68.8	D	P,SH*
CMB	320.6	71.5	D	P
UNM	321.1	45.1	D	P,SH*
COR	324.4	77.3	D	P
ANMO	326.9	61.4	D	P*,SH*
COL	335.1	99.4	D	P
CCM	340.8	57.6	D	P*
SCP	353.5	57.4	D	P
HRV	359.2	58.7	D	P*,SH*
WFM	359.3	58.8	D	P,SH*

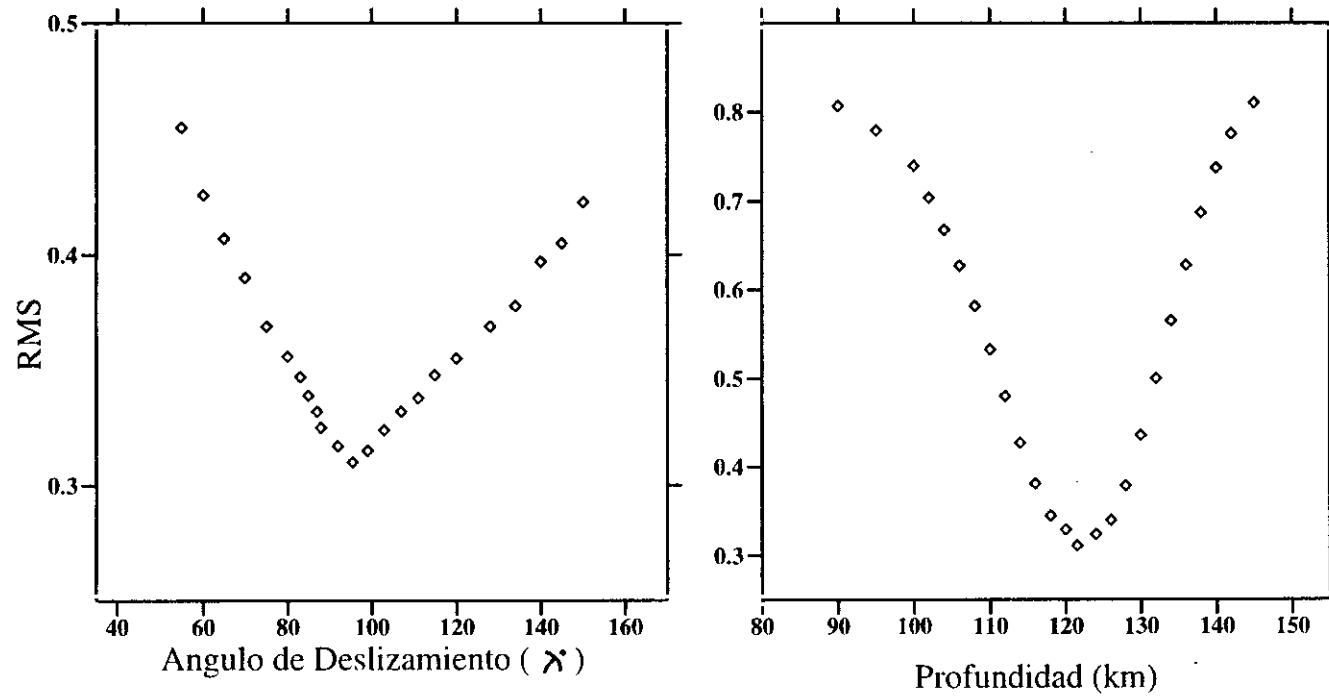


Figura 5.2.2.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 24 DE MAYO DE 1991 (mb=6.3)

A: 171° / 25° / -78° B: 338° / 65° / -95°
 $M_0 = 2.4 \times 10^{19}$ Nm h = 121 km

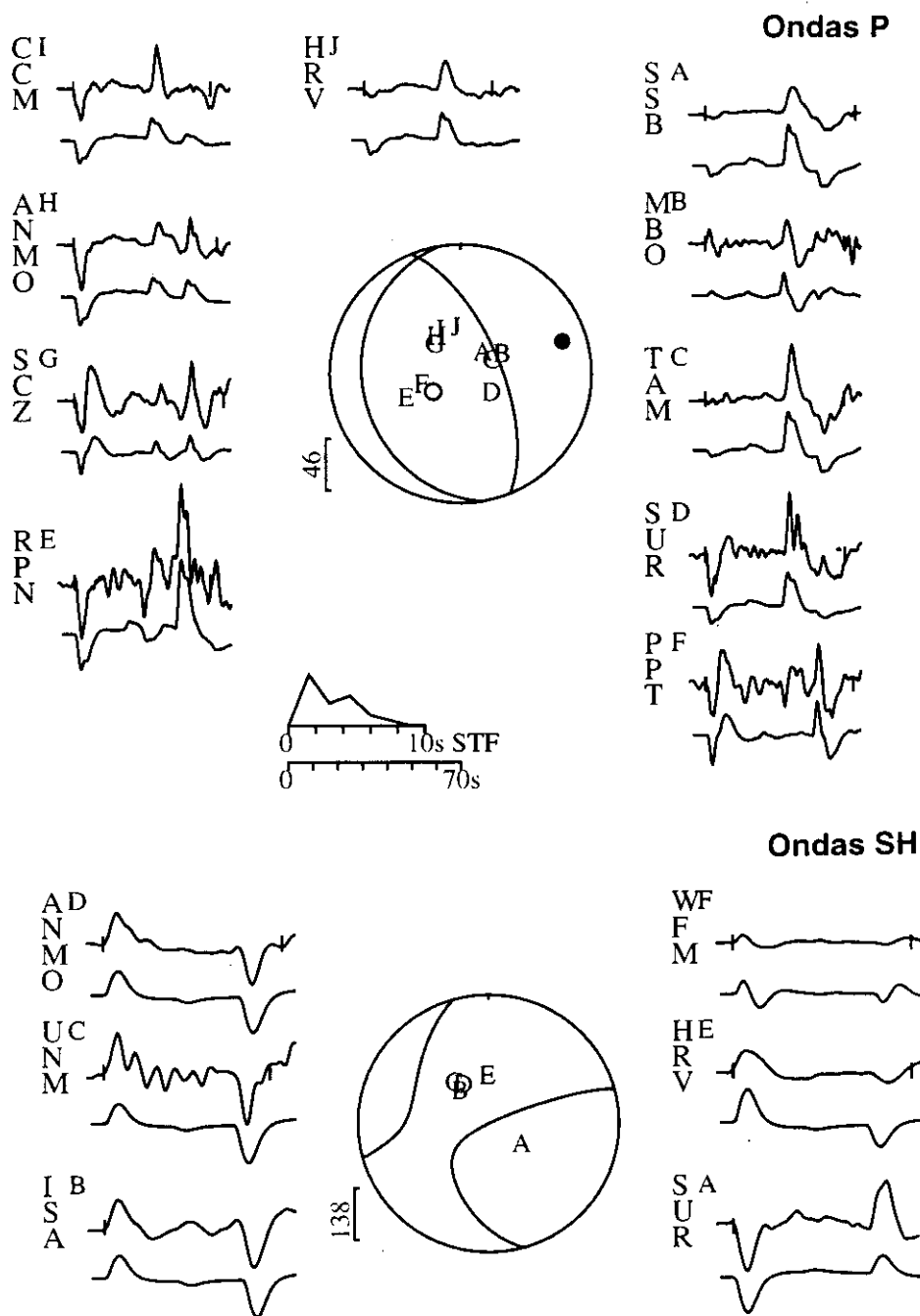


Figura 5.2.3.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

control sobre el plano nodal que buza hacia el WSW. La perturbación en el registro de la estación de UNM (SH), podría ser debido a ruido propio de la estación de registro. La buena correlación obtenida para las fases pP y sP, ha permitido ajustar la profundidad del foco.

La función temporal de la fuente sísmica tiene una duración de 8 segundos y muestra que durante el terremoto la energía se liberó en dos etapas. La segunda etapa se inicia 3 segundos después de la primera. El momento sísmico escalar total es de 2.4×10^{19} Nm. La profundidad del foco ha sido estimada en 121 km. Para el cálculo del momento sísmico escalar y radio de fractura a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento, se ha utilizado 13 registros de la onda P y 9 de la onda S. En la Figura 5.2.4, se presenta dos ejemplos del total de los espectros obtenidos para este terremoto y corresponden a las estaciones de UNM y TAM. El momento sísmico escalar obtenido a partir de los espectros de la onda P varía entre $1.5-3.7 \times 10^{19}$ Nm, siendo su valor medio igual a $2.2 \pm 0.6 \times 10^{19}$ Nm. Igualmente, para la onda S el momento sísmico escalar varía entre $1.9-5.2 \times 10^{19}$ Nm y su valor medio correspondiente es de $3.3 \pm 1.0 \times 10^{19}$ Nm. Los radios de fractura han sido estimados a partir de las frecuencias esquina leídas en los espectros de la onda P y S y sus valores medios son de 14.9 ± 0.5 km y de 12.9 ± 0.8 km respectivamente. En el Anexo 2 se presenta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 24 de mayo.

En la Tabla 5.2.4 se presenta los resultados obtenidos para el mecanismo focal del terremoto del 24 de mayo. Así mismo, se adjunta los valores calculados por el CMT. La orientación para el mecanismo focal obtenida en la modelización varía parcialmente de la calculada a partir de la polaridad de la onda P. La mayor variación se observa en la orientación del plano nodal que buza hacia el WSW con diferencias del orden de $\phi=8^\circ$, $\delta=1^\circ$ y $\lambda=9^\circ$. Esta diferencia ha permitido obtener un mejor modelado de los registros teóricos y observados y un RMS para la solución de 0.31. La orientación del mecanismo focal obtenida por el CMT (Figura 5.2.5), varía de la calculada en este estudio en la orientación del plano nodal que buza hacia el WSW con diferencias de $\phi=42^\circ$, $\delta=7^\circ$, $\lambda=32^\circ$. Las dimensiones del momento sísmico escalar obtenidas en este estudio a partir de la modelización (2.4×10^{19} Nm) y el análisis espectral de ondas P (2.2×10^{19} Nm) y

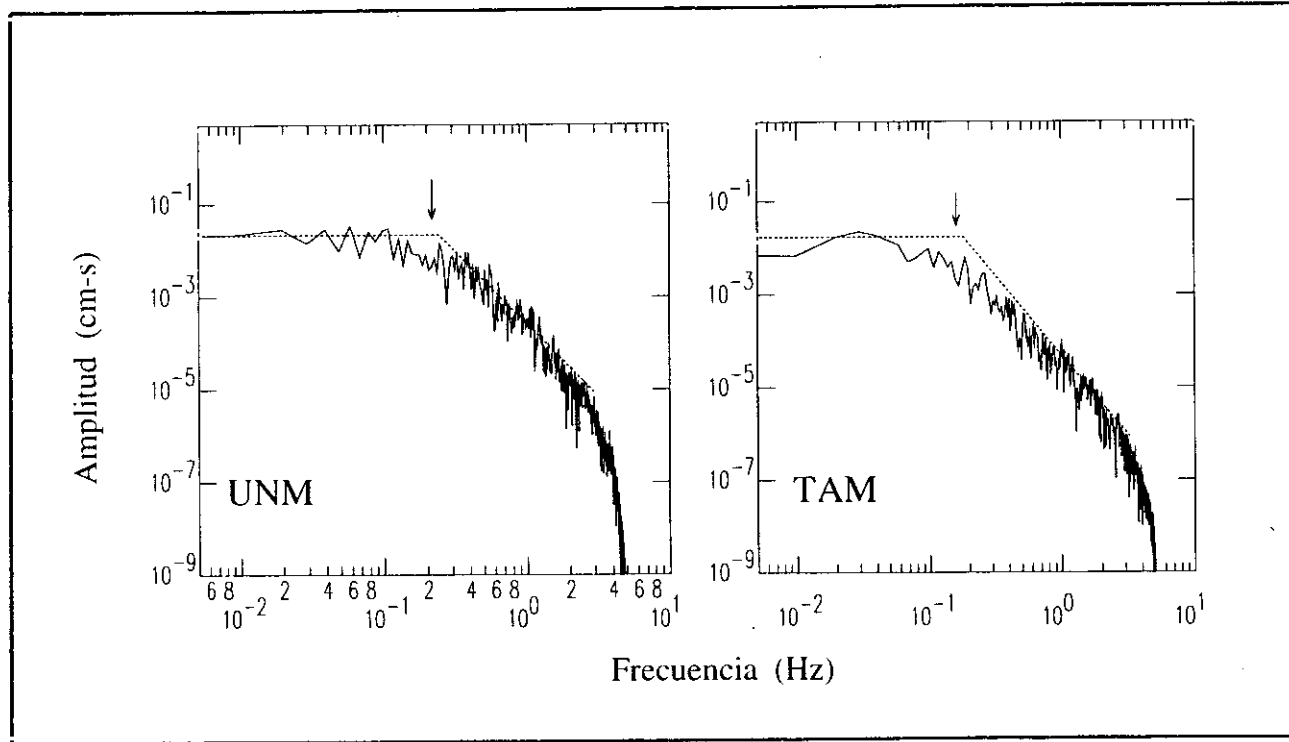


Figura 5.2.4.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6). La flecha indica la posición de la frecuencia esquina (f_c) y la línea la parte plana del espectro (Ω_0). Así mismo, se indica el código de la estación.

ondas S (3.3×10^{19} Nm) son del mismo orden que la calculada por el CMT (2.1×10^{19} Nm). La profundidad obtenida para el foco es de 121 km, menor en 6 km de la calculada por el CMT ($h=127$ km). Los valores medios obtenidos para el radio de fractura permite estimar un área total de ruptura de 607 km^2 .

Tabla 5.2.4

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6). φ° = azimut, δ° = buzamiento, λ° = ángulo de deslizamiento, M_o = momento sísmico escalar y r = radio de fractura.

Método	Orientación planos nodales				Prof. km	M _o	r.
		φ°	δ°	λ°		×10 ¹⁹ Nm	km
Polaridad Onda P	A:	163±31	25±6	-89±55			
	B:	342±27	65±7	-90±34			
Modelización	A:	171	25	-78	121	2.5	
	B:	338	65	-95			
Análisis Espectral						2.2±0.6	14.9±0.5
						3.3±1.0	12.9±0.8
C.M.T.	A:	129	34	-110	127	2.1	
	B:	333	58	-103			

5.2.3- Terremoto del 6 de julio de 1991 (mb=6.2).

El epicentro del terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7) fue localizado en la región Sur de Perú a 40 km al Oeste de la ciudad de Cuzco (Figura 5.1). Para calcular la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P, se dispuso de un total de 23 lecturas distribuidas sobre toda la esfera focal (Tabla 5.2.5) y la solución obtenida corresponde a un mecanismo de desgarre con un plano nodal orientado en dirección NW-SE ($\varphi=131^\circ \pm 15^\circ$) y el otro en dirección NE-SW ($\varphi=221^\circ \pm 15^\circ$). El eje de tensión se orienta en dirección N-S (Figura 5.2.1). La orientación de los planos nodales ha sido correctamente ajustada y se obtiene valores para la desviación típica de cada parámetro que define la orientación del mecanismo focal menores a 20° y un porcentaje de aciertos de 0.97 (Tabla 5.2.1).

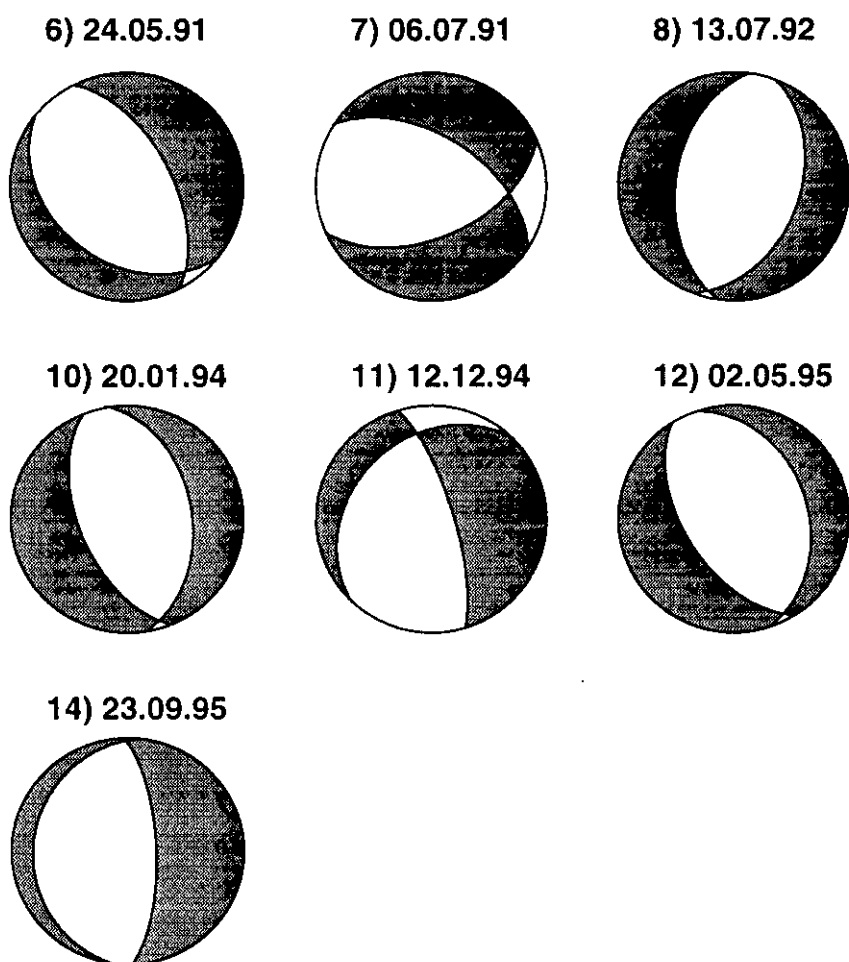


Figura 5.2.5.- Mecanismos focales obtenidos por el CMT para los terremotos con foco a profundidad intermedia analizados en el presente estudio ($60 < h \leq 350$ km). Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. El cuadrante en negro representa las compresiones y el blanco las dilataciones. Otros ver Figura 5.2.1.

Tabla 5.2.5

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7). Otros ver Tabla 5.2.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
HRV	0.6	55.3	C	P*,SH*
WFM	0.6	55.4	C	P*,SH*
ALE	1.3	95.5	C	P
KONO	30.4	97.0	D	P
ECH	41.1	92.7	D	P
SSB	43.4	90.1	D	P*
TAM	65.1	84.0	D	P*
BDF	99.1	23.3	D	P
SUR	122.1	85.5	D	P*,SH*
ZOBO	129.1	5.0	D	P
DRV	192.3	97.0	C	P
RPN	242.4	37.4	D	P*
PPT	255.2	74.3	D	P*
NNA	283.3	4.7	D	P
KIP	291.6	90.9	D	P
SBC	317.9	65.3	D	P
PAS	318.5	64.2	C	P*
SCZ	318.8	67.8	C	P*,SH*
ISA	319.6	65.3	C	P*,SH*
UNM	320.3	41.5	C	P*
ANMO	326.8	57.8	C	P*,SH*
CCM	341.4	53.9	C	P
SCP	354.6	53.9	C	P

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se ha seleccionado 11 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH (Tabla 5.2.5) distribuidos sobre toda la esfera focal. La rutina de modelado es la misma que se siguió para terremotos anteriores. La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P, permitió modelar únicamente los primeros 3 segundos de la señal correspondiente a un pulso pequeño de la onda P identificado previamente en todos los registros y obteniéndose un RMS de 0.44 (Figura 5.2.6a). Esta solución preliminar para la orientación del mecanismo focal, sugiere la existencia de una segunda fuente que permita modelar la señal mas allá de los primeros 3 segundos de registro. Para reiniciar el proceso de modelización, la orientación del mecanismo focal, la profundidad y la función temporal de la fuente sísmica obtenida para la primera fuente fueron fijadas. Para la segunda fuente, se considera como orientación preliminar para el mecanismo focal la obtenida a partir de la polaridad de la onda P; sin embargo, en este caso ningún parámetro fue fijado. Después de las primeras iteraciones, se observó que los planos nodales de la segunda fuente tienden a orientarse en dirección E-W permitiendo obtener una buena correlación entre los registros teóricos y observados para el total de la señal modelada con un RMS de 0.42 (Figura 5.2.6b).

La solución final incluye dos fuentes (Figura 5.2.7): la primera presenta un mecanismo focal de desgarre con igual orientación que el obtenido a partir de la polaridad de la onda P y la segunda un mecanismo focal de tipo normal con uno de los planos nodales orientado en dirección WNW-ESE y buzando 46° hacia el NNE y el otro plano en dirección ENE-WSW con buzamiento de 59° hacia el SSE. Para ambas fuentes, el eje de tensión se orienta en dirección N-S ($\Phi_1 = 176^\circ$, $\Phi_2 = 181^\circ$). En la Figura 5.2.8 se presenta un resumen de las pruebas realizadas para modelar el terremoto del 6 de julio. En la primera línea se presenta 6 registros seleccionados del total utilizado en la modelización y la solución corresponde a la obtenida en este estudio. En la segunda línea, se presenta la solución para la primera fuente (polaridad de la onda P) y en la tercera para la segunda fuente. En la segunda línea, se observa un buen ajuste entre los registros teóricos-observados para el primer impulso de la onda P y SH, siendo el resto de la señal no modelada. En la tercera línea, la correlación entre los sismogramas teóricos y observados después de los primeros 3 segundos de registro, es buena para los

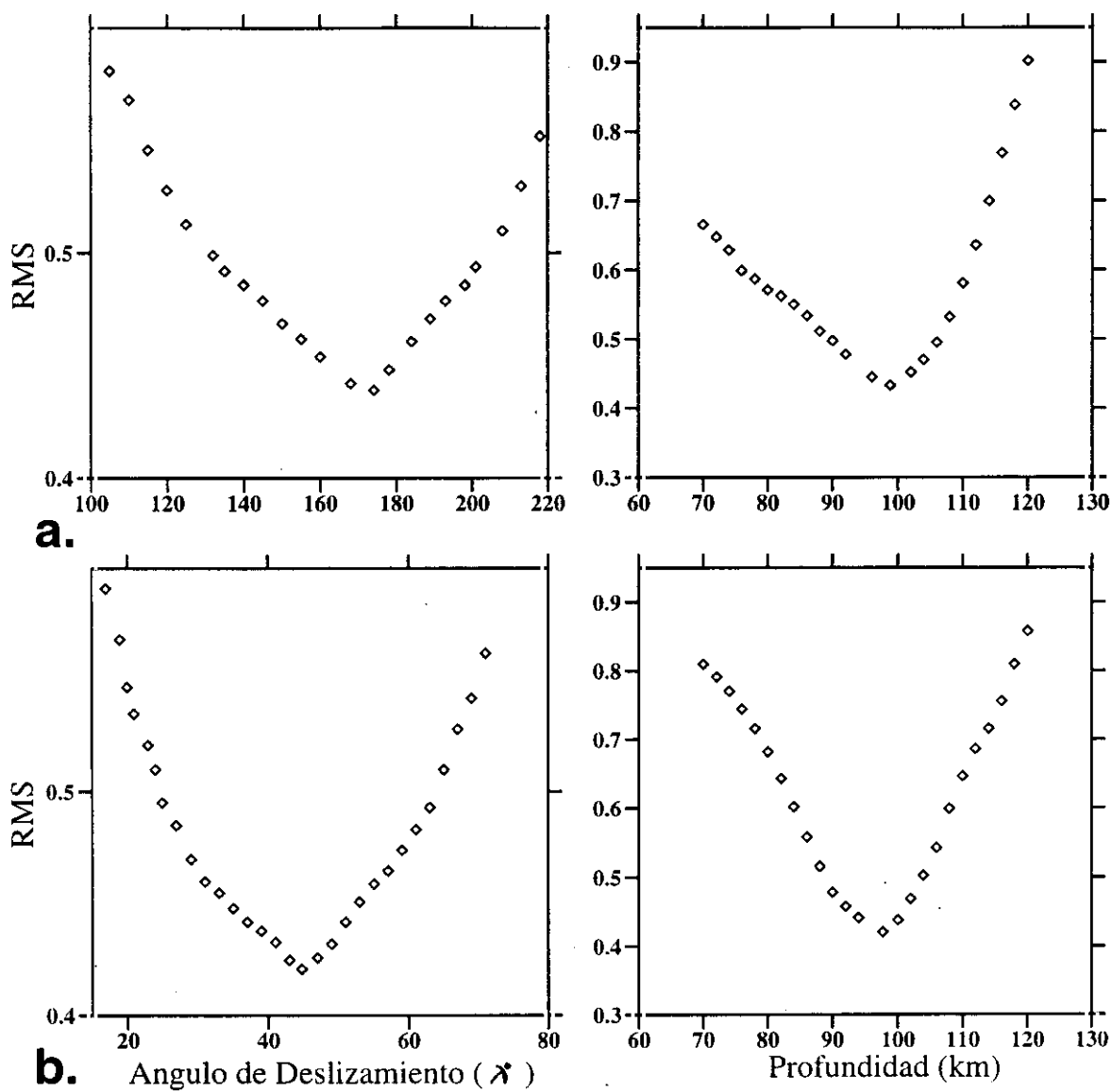


Figura 5.2.6.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el primer (a.) y segundo evento (b.) del terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 6 DE JULIO DE 1991 (mb=6.2)

$A_1: 221^\circ / 84^\circ / -174^\circ$

$M_0 = 2.1 \times 10^{18} \text{ Nm}$

$A_2: 301^\circ / 46^\circ / -45^\circ$

$M_0 = 1.1 \times 10^{19} \text{ Nm}$

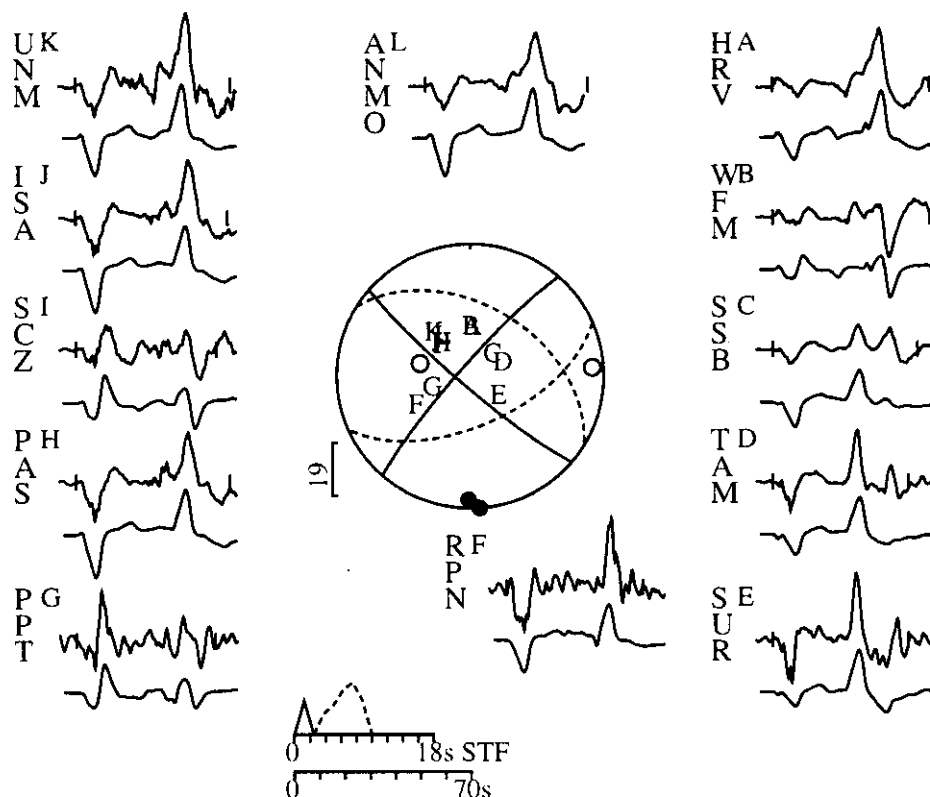
$B_1: 131^\circ / 84^\circ / -6^\circ$

$h = 98 \text{ km}$

$B_2: 66^\circ / 59^\circ / -127^\circ$

$h = 98 \text{ km}$

Ondas P



Ondas SH

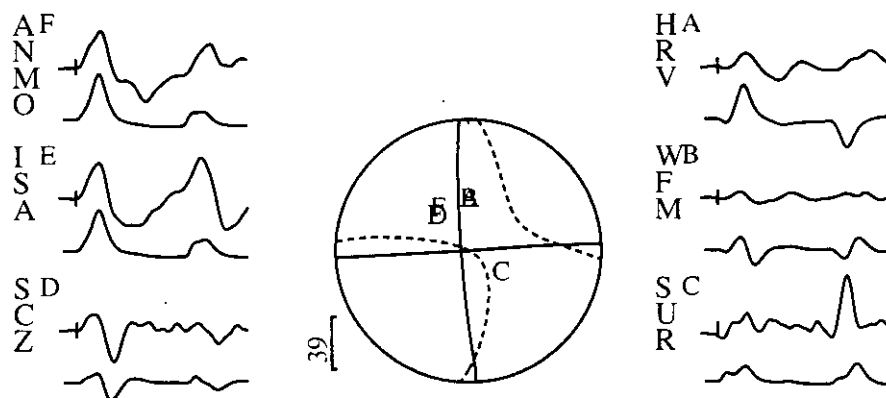


Figura 5.2.7.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

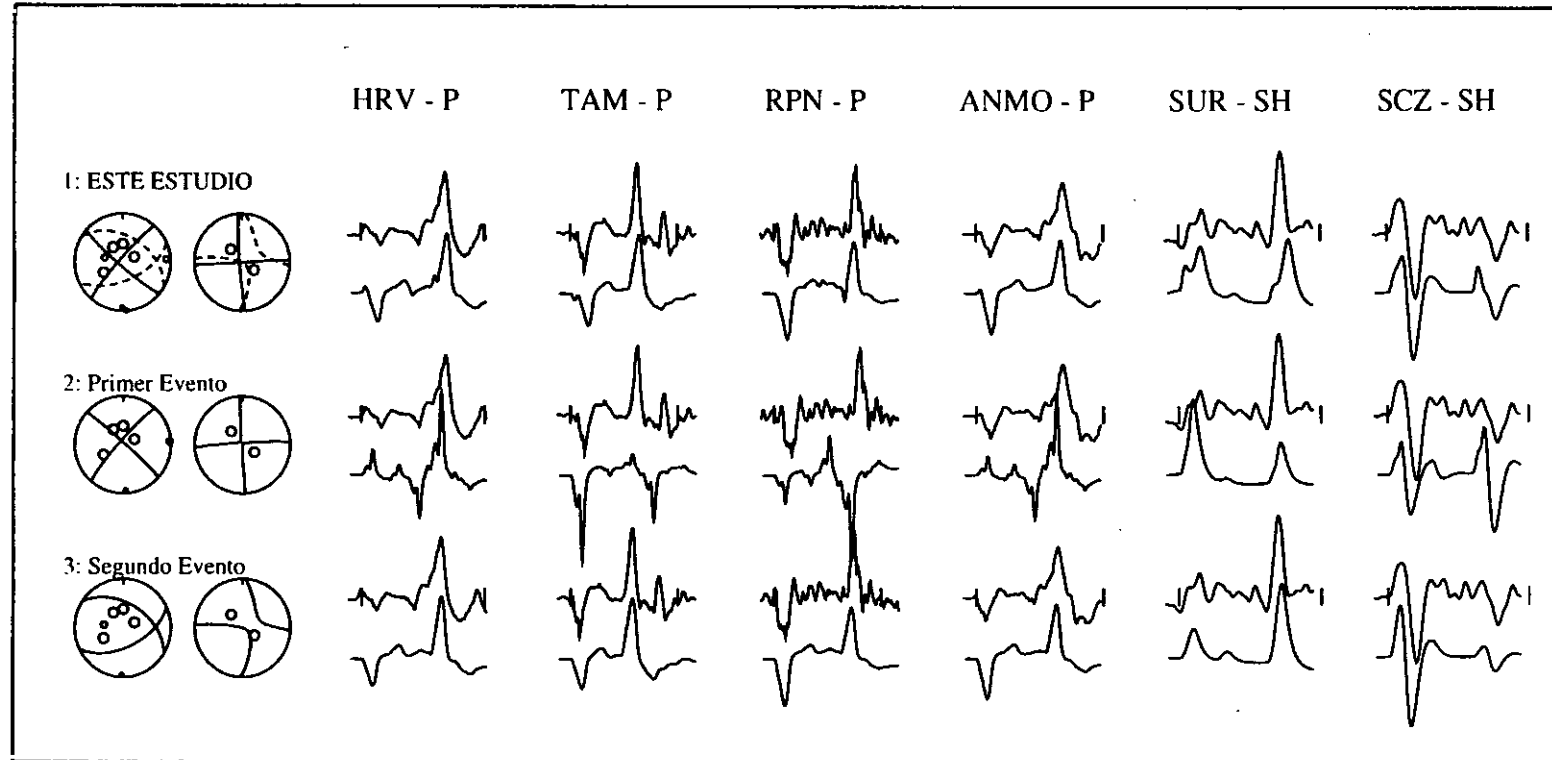


Figura 5.2.8.- Registros seleccionados para evaluar la solución obtenida a partir de la modelización para el terremoto del 6 de julio de 1991. El código de la estación identifica al registro en cada columna, además del tipo de onda utilizada (P y SH). Los círculos vacíos sobre la esfera focal, indican la posición de las estaciones seleccionadas. Cada fila corresponde a 1: solución obtenida en este estudio, 2: solución para el primer evento y 3: solución para el segundo evento.

dos tipos de onda (P y SH). La suma de ambas soluciones, permite obtener la solución mostrada en la primera línea. La función temporal de la fuente sísmica muestra que el proceso de ruptura del terremoto del 6 de julio se produjo a causa de dos fuentes simples. La primera fuente esta formada por un triángulo de 2.5 segundos de duración y momento sísmico escalar de 2.1×10^{18} Nm. La segunda fuente es de mayor tamaño y tiene una duración de 7.5 segundos con un momento sísmico escalar de 1.1×10^{19} Nm. La profundidad estimada para ambas fuentes es de 98 km.

El momento sísmico escalar (M_0) y el radio de fractura (r), han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 7 registros de la onda P y 6 de la onda S. En la Figura 5.2.9 se presenta dos ejemplos de los espectros obtenidos para el cálculo de M_0 y r correspondientes a las estaciones de UNM y TAM. Los resultados muestran que los valores del momento sísmico escalar varían entre $3.1\text{--}5.2 \times 10^{19}$ Nm para la onda P y entre $2.2\text{--}5.0 \times 10^{19}$ Nm para la onda S; siendo los valores medios de $3.8 \pm 0.9 \times 10^{19}$ Nm para la onda P y de $3.3 \pm 1.1 \times 10^{19}$ Nm para la onda S. Del mismo modo, la longitud del radio de fractura calculada a partir de la frecuencia esquina de los espectros de ondas P y S varía entre 12.4 y 16.5 km, siendo los valores medios de 15.2 ± 0.8 km para la onda P y de 14.5 ± 1.2 km para la onda S. En el Anexo 2 se presenta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 6 de julio.

Los parámetros obtenidos para el mecanismo focal del terremoto del 6 de julio, se presentan en la Tabla 5.2.6, además de los calculados por el CMT. La orientación obtenida para el mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P es la misma que la calculada para la modelización de la primera fuente. La orientación del mecanismo focal de la segunda fuente, es similar a la obtenida por el CMT para el terremoto del 6 de julio (Figura 5.2.5), siendo la mayor diferencia de 8° en la orientación de los planos nodales. La diferente orientación obtenida en la modelización para las dos fuentes asociadas al terremoto del 6 de julio (mecanismo focal de tipo desgarre y normal), sugiere cierta incertidumbre para la solución obtenida. En general, los terremotos con foco a profundidad intermedia presentan formas de onda y fuentes simples; por lo tanto, el terremoto del 6 de julio podría no ser asociado a la ocurrencia de dos eventos con foco a la misma profundidad y con diferentes procesos de ruptura. Una posible explicación, es

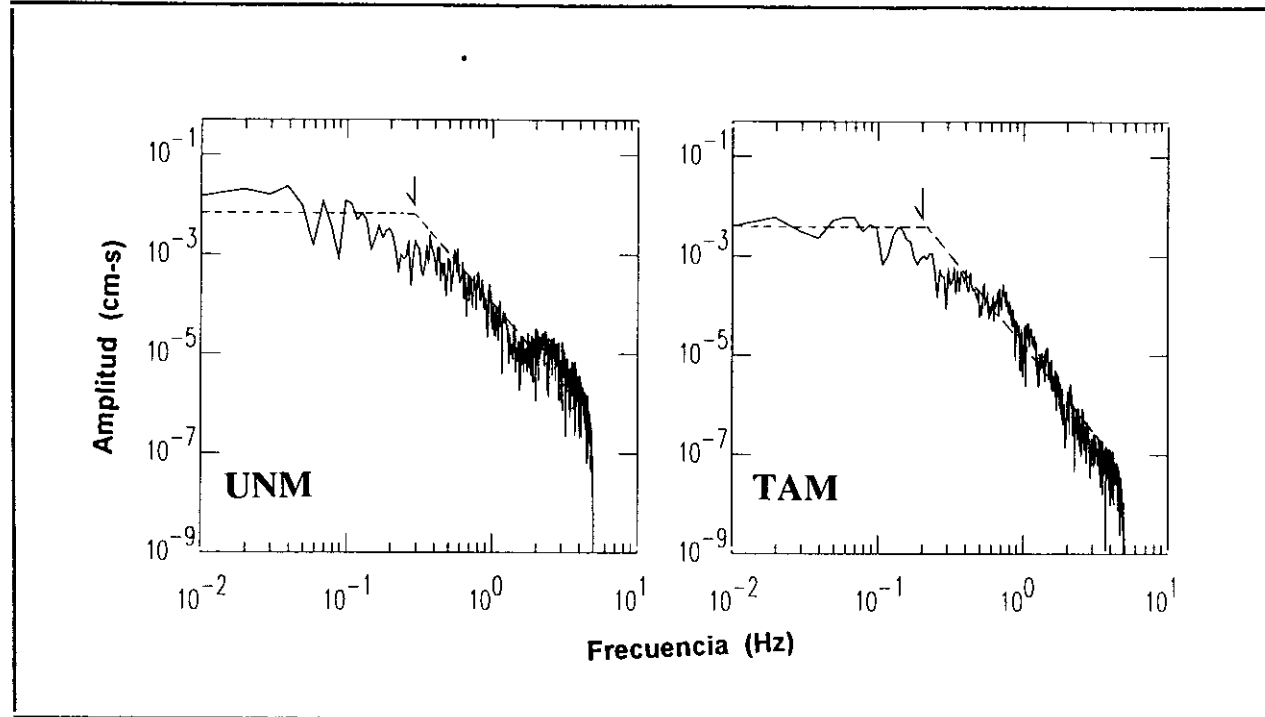


Figura 5.2.9.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7). Otros ver Figura 5.2.4.

considerar que el registro correspondiente a la primera fuente fue producido por un terremoto con foco a profundidad superficial con mecanismo focal de desgarre similar a otros terremotos ocurridos en la región Sur de Perú (Suarez et al, 1983; Chinn y Isacks, 1983). Este sismo se habría producido tres segundos antes del terremoto con foco a profundidad intermedia y mecanismo focal de tipo normal similar al obtenido por el CMT para el terremoto del 6 de julio y cuyos registros se superponen. Sin embargo, la profundidad obtenida para el primer evento ($h=98$ km) es cuestionable, siendo probablemente mucho más superficial (inferior a 60 km). El momento sísmico escalar obtenido a partir de los espectros de ondas P (3.8×10^{19} Nm) y ondas S (3.3×10^{19} Nm), son prácticamente el triple del calculado a partir de la modelización (1.1×10^{19} Nm). Estas diferencias pueden ser debidas a posibles errores en identificación de la parte plana del espectro (Ω_0), además de existir incertidumbre para seleccionar uno de los dos mecanismos focales para el cálculo del patrón de radiación (mecanismo focal de tipo desgarre y normal); por lo tanto, puede existir una sobrestimación del momento sísmico escalar. Por otra parte, al realizar el espectro de ondas P y S se ha obtenido el momento sísmico escalar de los dos eventos, el superficial y el intermedio, siendo considerado ambos eventos a la misma profundidad. Sin embargo, el momento sísmico escalar calculado por el CMT para el sismo del 6 de julio ($M_0=1.8 \times 10^{19}$ Nm), es del mismo orden que el obtenido a partir de la modelización para la segunda fuente (1.1×10^{19} Nm). La profundidad de la segunda fuente ha sido estimada en 98 km, similar a la obtenida por el CMT ($h=106$ km). Los radios medios de fractura han permitido estimar una área total de ruptura de 692 km^2 . Finalmente, estos resultados permiten suponer que la solución encontrada para el segundo evento es responsable del proceso de ruptura del terremoto del 6 de julio y será la única considerada durante el desarrollo del presente trabajo.

Tabla 5.2.6

*Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7).
Otros ver Tabla 5.2.4.*

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁹ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	221±15	79±14	-178±20		
	B:	131±15	88±20	-11±15		
Modelización	A1:	221	84	-174	98	0.2
	B1:	131	84	-6		
	A2:	301	46	-44	98	1.1
	B2:	66	59	-126		
Análisis Espectral				Onda P	3.8±0.9	15.2±0.8
				Onda S	3.3±1.1	14.5±1.2
C.M.T.	A:	303	54	-48	106	1.8
	B:	66	53	-132		

5.2.4- Terremoto del 13 de julio de 1992 (mb=6.1).

El terremoto del 13 de Julio de 1992 (sismo 8) se produjo en la región Norte de Perú y su epicentro fue localizado a 230 km al Norte de la ciudad de Moyobamba (Figura 5.1). La orientación para el mecanismo focal ha sido obtenida a partir de 32 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.2.7) y su solución corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNE-SSW y buzando uno de los planos 43°±8° hacia el ESE y el otro 47°±9° hacia el WNW (Figura 5.2.1). La falta de datos de polaridad a distancias regionales no permite tener mayor control sobre la orientación de los planos nodales, obteniéndose valores para la desviación típica de sus parámetros menores de 47° (Tabla 5.2.1).

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se ha utilizado 9 registros de la onda P y 4 de la onda SH que no cubren totalmente la esfera focal (Tabla 5.2.7). El proceso para el modelado, es el mismo que se ha seguido para terremotos anteriores hasta converger a un valor mínimo para el RMS de 0.51 (Figura 5.2.10). La solución final se presenta en la Figura 5.2.11 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección N-S aproximadamente y buzando ambos 45°

Tabla 5.2.7

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8). Otros ver Tabla 5.2.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
ALE	1.8	86.6	D	P
RSNY	1.9	48.3	D	P
HRV	5.2	46.4	D	P*
GDH	8.2	74.7	D	P
KONO	30.4	91.4	D	P
GRFO	40.5	91.5	D	P
SSB	44.3	86.5	D	P*
SSB2	44.3	86.5	D	P
ECH	41.7	88.7	D	P*
TOL	48.3	79.2	D	P*
TAM	66.7	84.2	D	P*,SH*
BNG	85.9	95.4	D	P
BDF	114.4	30.5	D	P,SH*
SUR	122.7	94.1	D	P
ZOBO	146.4	14.8	C	P
SPA	180.0	86.1	D	P*
RAR	249.2	82.2	D	P
KIP	291.9	83.4	D	P
SBC	316.8	55.7	D	P
UNM	317.3	31.8	D	P
PAS	317.4	54.5	D	P*
PFO	317.9	53.0	D	P
SCZ	318.1	58.0	D	P
ISA	318.8	55.5	D	P
CMB	319.9	58.1	D	P
TUC	320.5	48.5	D	P
COR	324.6	63.8	D	P
ANMO	326.5	47.8	D	P*,SH*
LON	327.2	64.3	D	P
COL	336.1	85.6	D	P*
CEH	356.8	39.6	D	P
SCP	358.6	44.5	D	P,SH*

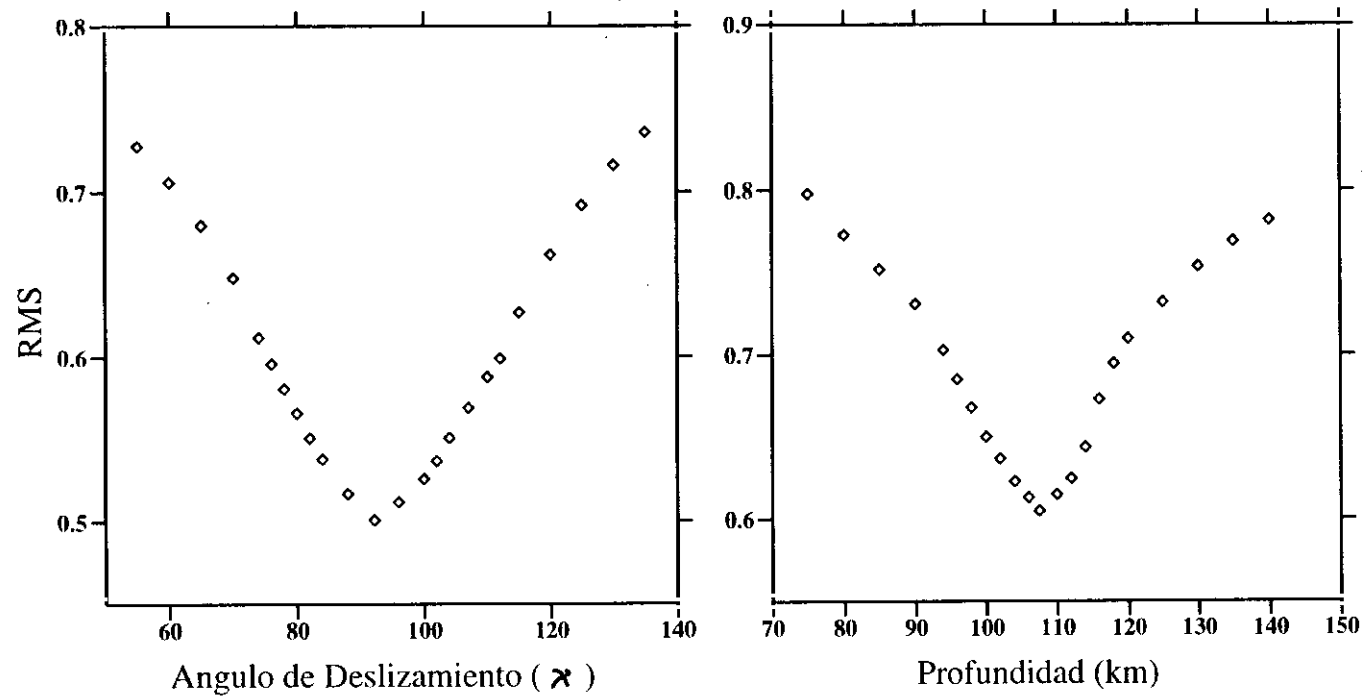


Figura 5.2.10.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 13 DE JULIO DE 1992 (mb=6.1)

A: 11° / 45° / -88°

B: 188° / 45° / -92°

$M_0 = 6.0 \times 10^{18}$ Nm

h= 107 km

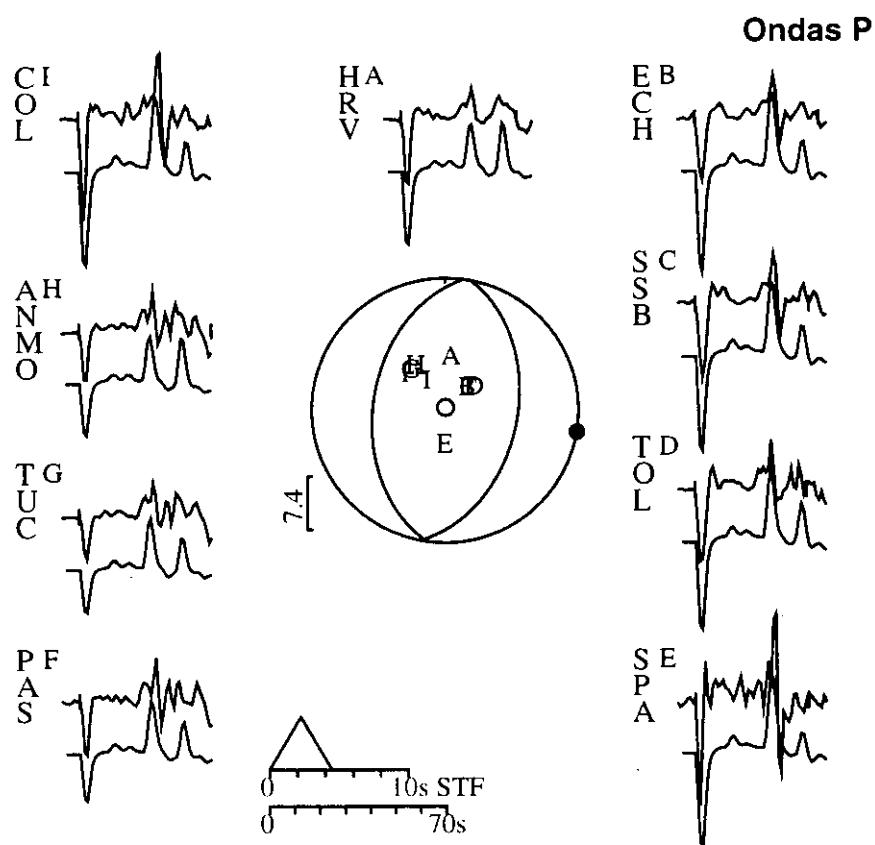


Figura 5.2.11.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

en hacia el Este y Oeste respectivamente. La correlación entre los registros teóricos y observados para la onda P y SH son buenas y el ajuste obtenido para las fases pP y sP han permitido realizar una correcta estimación de la profundidad del foco. La función temporal de la fuente sísmica es simple y esta formada por un triángulo de 4.5 segundos de duración y momento sísmico escalar de 6.0×10^{18} Nm. La profundidad del foco ha sido estimada en 107 km (Figura 5.2.10).

El momento sísmico escalar y el radio de fractura fueron calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 13 registros de la onda P y 8 de la onda S. Dos ejemplos de estos espectros se presenta en la Figura 5.2.12 y corresponden a las estaciones de HRV (onda P) y COR (onda S). El momento sísmico escalar medio calculado a partir de los espectros de la onda P es de $7.0 \pm 1.1 \times 10^{18}$ Nm y de $7.3 \pm 0.9 \times 10^{18}$ Nm para la onda S. Los radios de fractura han sido calculados a partir de las frecuencias esquina de los espectros de ondas P y S, siendo sus valores medios de 9.7 ± 0.4 (onda P) y de 9.5 ± 1.4 (onda S) respectivamente. En el Anexo 2 se presenta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 13 de julio.

En la Tabla 5.2.8 se presenta el resumen de los resultados obtenidos en este estudio para el mecanismo focal del terremoto del 13 de julio, además de los calculados por el CMT. La orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P y modelización de ondas de volumen son similares. La mayor diferencia corresponde a los azimutes de ambos planos nodales en un rango de 8° . Sin embargo, ambas soluciones son próximas a la calculada por el CMT (Figura 5.2.1) con diferencias menores a 9° en la orientación de los planos nodales. Las dimensiones del momento sísmico escalar obtenido en la modelización (6.0×10^{18} Nm) y a partir del análisis espectral de ondas P (7.0×10^{18} Nm) y ondas S (7.3×10^{18} Nm), son del mismo orden y prácticamente el doble del obtenido por el CMT (3.6×10^{18} Nm). Esta diferencia, puede ser debida a que se ha utilizando diferentes métodos para el cálculo del mecanismo focal, además de no contar con una buena cobertura azimutal sobre la esfera focal de las estaciones utilizadas en la modelización. La profundidad del foco ha sido estimada en 107 km, menor en 8 km al calculado por el CMT ($h=115$ km). Las dimensiones medias de los radios de fractura permiten estimar una área total de ruptura de 289 km^2 .

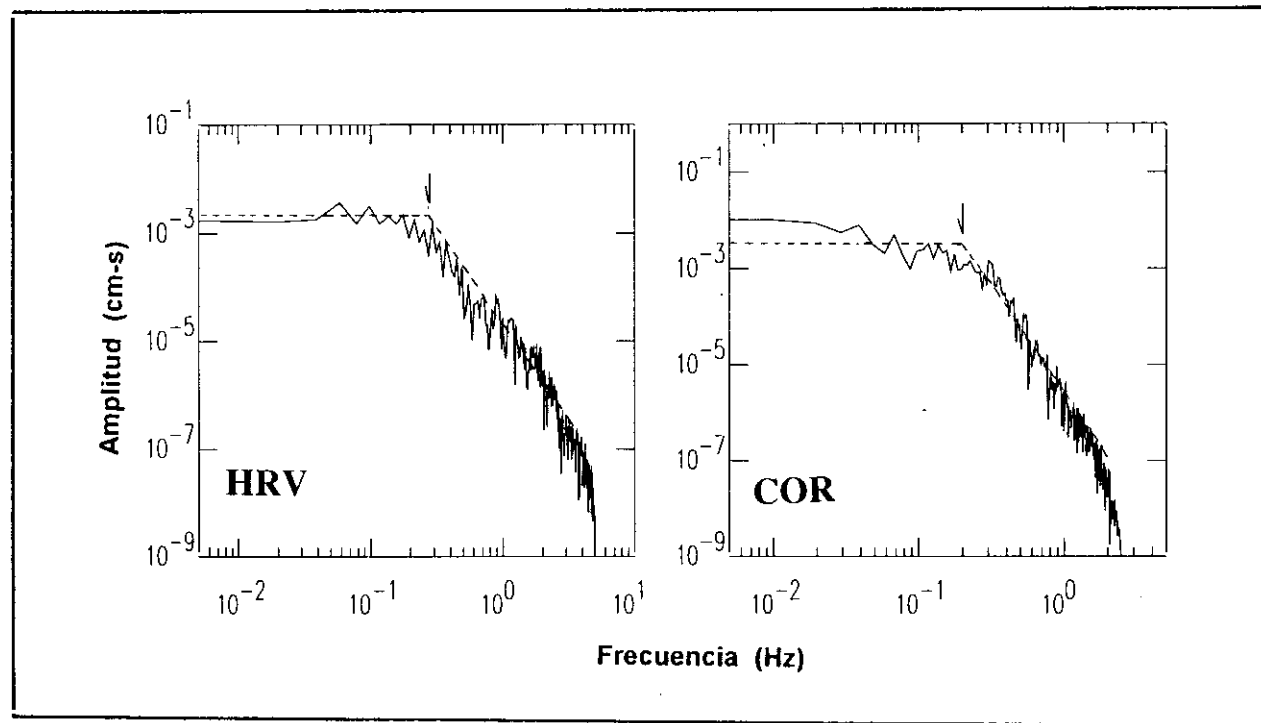


Figura 5.2.12.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P (HRV) y S (COR) para el terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8). Otros ver Figura 5.2.4.

Tabla 5.2.8

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8). Otros según la Tabla 5.2.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁸ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A:	19±47	43±8	-88±34		
	B:	196±39	47±9	-92±46		
Modelización	A:	11	45	-88	107	6.0
	B:	188	45	-92		
Análisis Espectral				Onda P	7.0±1.1	9.7±0.4
				Onda S		
C.M.T.	A:	21	42	-80	115	3.6
	B:	188	48	-98		

5.2.6- Terremoto del 20 de enero de 1994 (mb=5.8).

El terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10) ocurrió en la región Norte de Perú y su epicentro fue localizado a 8 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 5.1). La orientación del mecanismo focal ha sido calculada utilizando 27 lecturas de polaridad para la onda P distribuidas sobre tres cuadrantes de la esfera focal (Tabla 5.2.9) y la solución corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE buzando uno de los planos 38° \pm 25° hacia el ENE y el otro 52° \pm 28° hacia el WSW (Figura 5.2.1). La orientación de los planos nodales no está bien controlada debido a la falta de lecturas de polaridad que permitan cubrir el total de la esfera focal, por lo tanto se obtiene valores altos para las desviaciones típicas de cada uno de sus parámetros (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), $\phi_1=335^\circ\pm32^\circ$, $\delta_1=38^\circ\pm25^\circ$, $\lambda_1=-93^\circ\pm58^\circ$; $\phi_2=151^\circ\pm42^\circ$, $\delta_2=52^\circ\pm28^\circ$ y $\lambda_2=-93^\circ\pm68^\circ$ (Tabla 5.2.1).

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se utilizaron 8 registros de onda P y 4 de onda SH distribuidos prácticamente en el primer cuadrante de la esfera focal (Tabla 5.2.9). Debido a la magnitud moderada de este terremoto (mb=5.8), el

Tabla 5.2.9

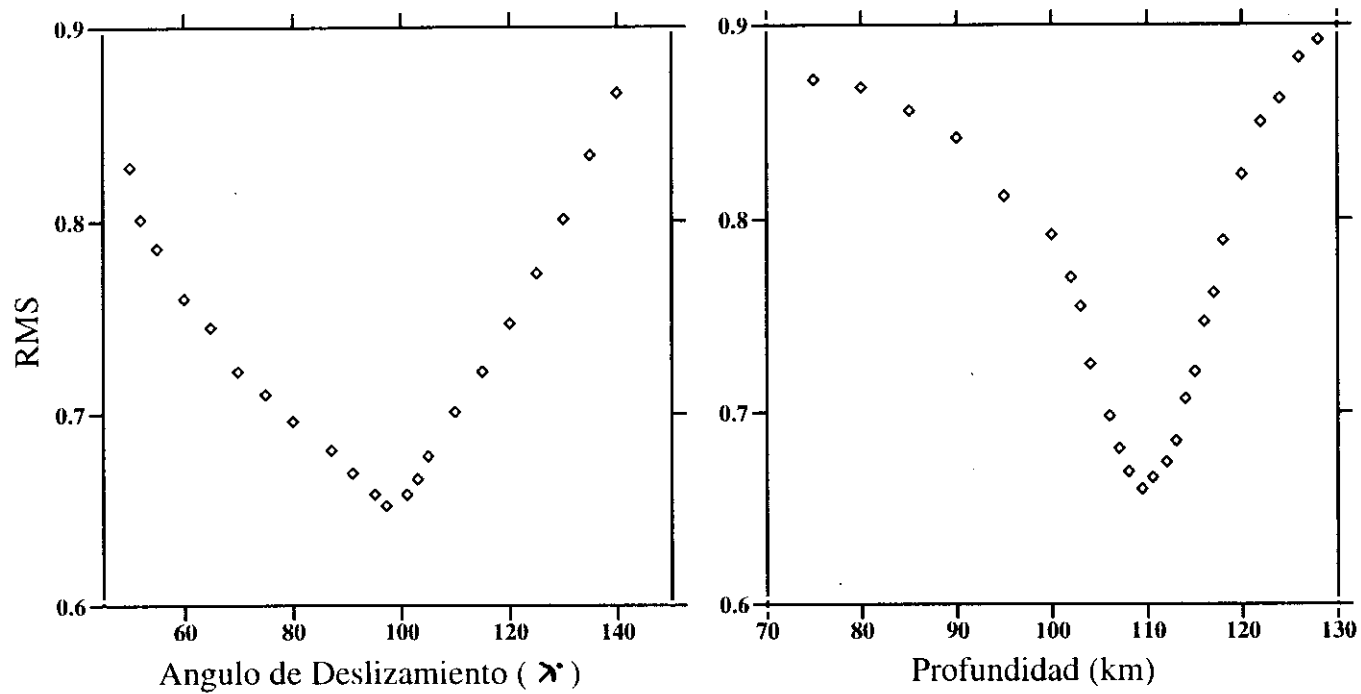
Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10). Otros ver Tabla 5.2.3.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
ALE	1.9	88.6	D	P
HRV	5.4	48.5	D	P*
SJG	23.9	26.6	D	P
ESK	33.4	85.8	D	P
SSB	44.3	88.3	D	P
PAB	48.4	80.6	D	P
BDFB	110.9	30.0	D	P*,SH*
LPAZ	140.2	13.4	D	P
SBC	318.0	56.9	D	P
RPV	318.1	55.6	D	P*
BAR	318.2	53.8	D	P
CALB	318.4	56.0	C	P
PAS	318.7	55.7	D	P
SMTC	319.1	53.3	D	P*
PFO	319.3	54.2	D	P
VTV	319.6	55.4	D	P
ISA	319.9	56.8	D	P,SH*
UNM	320.0	33.1	D	P
GSC	320.6	55.5	D	P*,SH*
CMB	321.0	59.5	D	P
MLAC	321.5	58.3	D	P
TUC	322.0	49.8	D	P
COR	325.3	65.2	D	P
ANMO	327.8	49.2	D	P*,SH*
COL	336.2	87.3	D	P*
FFC	344.2	63.9	D	P
CCM	344.3	45.8	D	P*

número de registros seleccionados solo permiten cubrir de manera puntual dos cuadrantes de la esfera focal, siendo la estación de BDFB, localiza de manera aislada en el tercer cuadrante, la que permitirá tener control parcial sobre la orientación del plano nodal que buza hacia el ENE. Para realizar la modelización del terremoto del 20 de enero se utiliza registros en velocidad y se sigue el mismo esquema utilizado para terremotos anteriores hasta obtener un valor mínimo para el RMS de 0.65 (Figura 5.2.13). La solución final se presenta en la Figura 5.2.14 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE buzando ambos 39° y 52° hacia el ENE y WSW respectivamente. La correlación entre los registros teóricos y observados de la onda P y SH son buenas, principalmente para las fases pP, sP y sS que han permitido ajustar la profundidad del foco (Figura 5.2.13). La función temporal de la fuente sísmica es simple y esta formada por un triángulo con una duración de 1.5 segundos y momento sísmico escalar de 3.9×10^{17} Nm. La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 107 km.

Las dimensiones del momento sísmico escalar y el radio de fractura han sido obtenidas a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 11 registros de la onda P. Dos ejemplos de estos espectros se presenta en la Figura 5.2.15 y corresponden a las estaciones de UNM y COL. El momento sísmico escalar obtenido a partir de los espectros varía entre $4.2\text{-}6.5 \times 10^{17}$ Nm, siendo su valor medio de $5.3 \pm 0.8 \times 10^{17}$ Nm. Así mismo, se observa valores para la frecuencia esquina entre $5.5\text{-}6.0 \times 10^{-1}$ Hz proporcional a un radio medio de fractura de 5.1 ± 0.5 km. En el Anexo 2, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 20 de enero.

El resumen de los resultados obtenidos para el mecanismo focal del terremoto del 20 de enero se presenta en la Tabla 5.2.10, además de los calculados por el CMT. La orientación del mecanismo focal obtenida en la modelización de ondas de volumen, presenta similar orientación que la calculada a partir de la polaridad de la onda P. La mayor variación se observa en la orientación del plano nodal que buza hacia el ENE con una diferencia de 7° para su azimuth. La orientación del mecanismo focal obtenido por el CMT (Figura 5.2.5), difiere de las obtenidas en este estudio en 9° para el azimuth del plano nodal que buza hacia el ENE. Estas pequeñas variaciones en la orientación del



TERREMOTO DEL 20 DE ENERO DE 1994 (mb=5.8)

A: 342° / 39° / -99° B: 151° / 52° / -97°

$M_0 = 3.2 \times 10^{17}$ Nm

h= 107 km

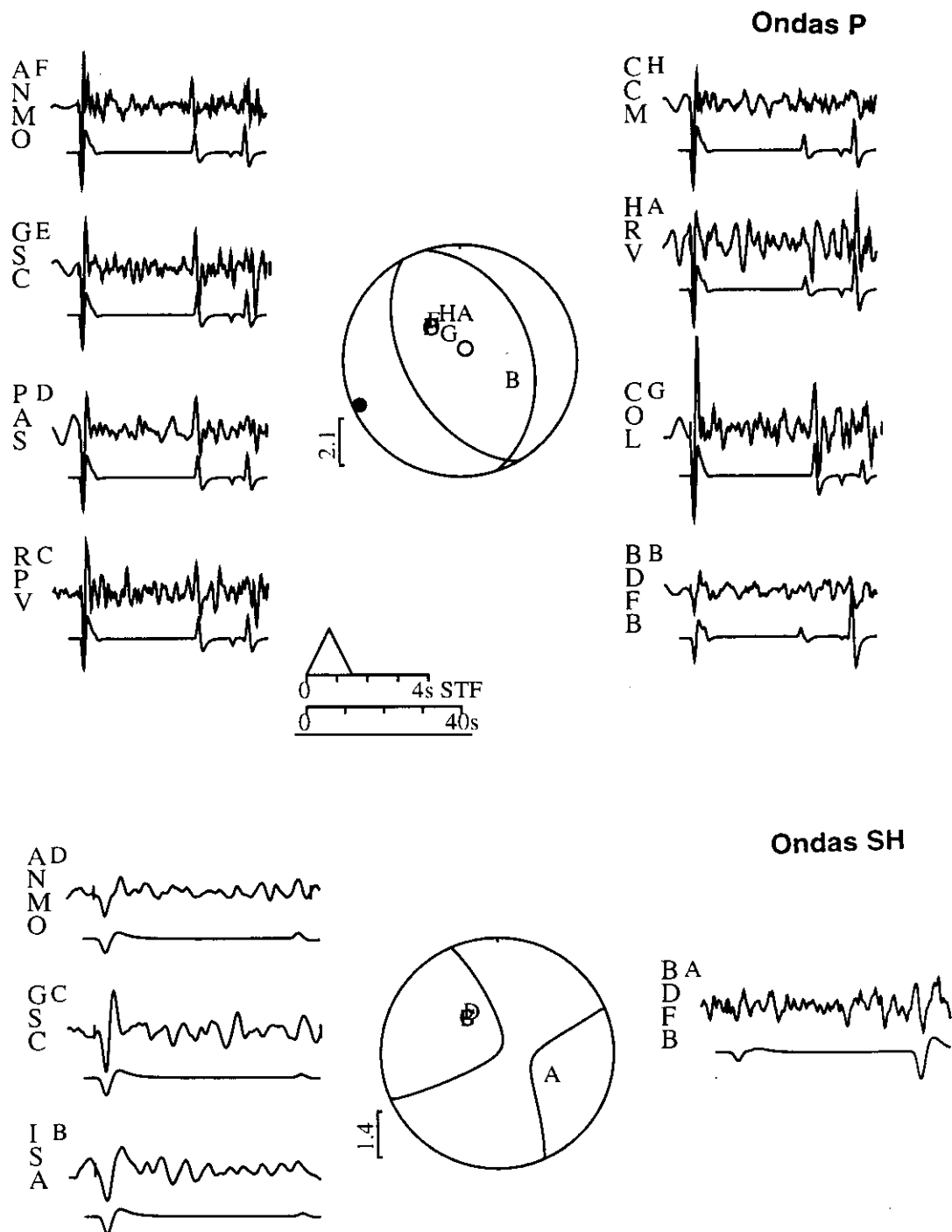


Figura 5.2.14.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en velocidad y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

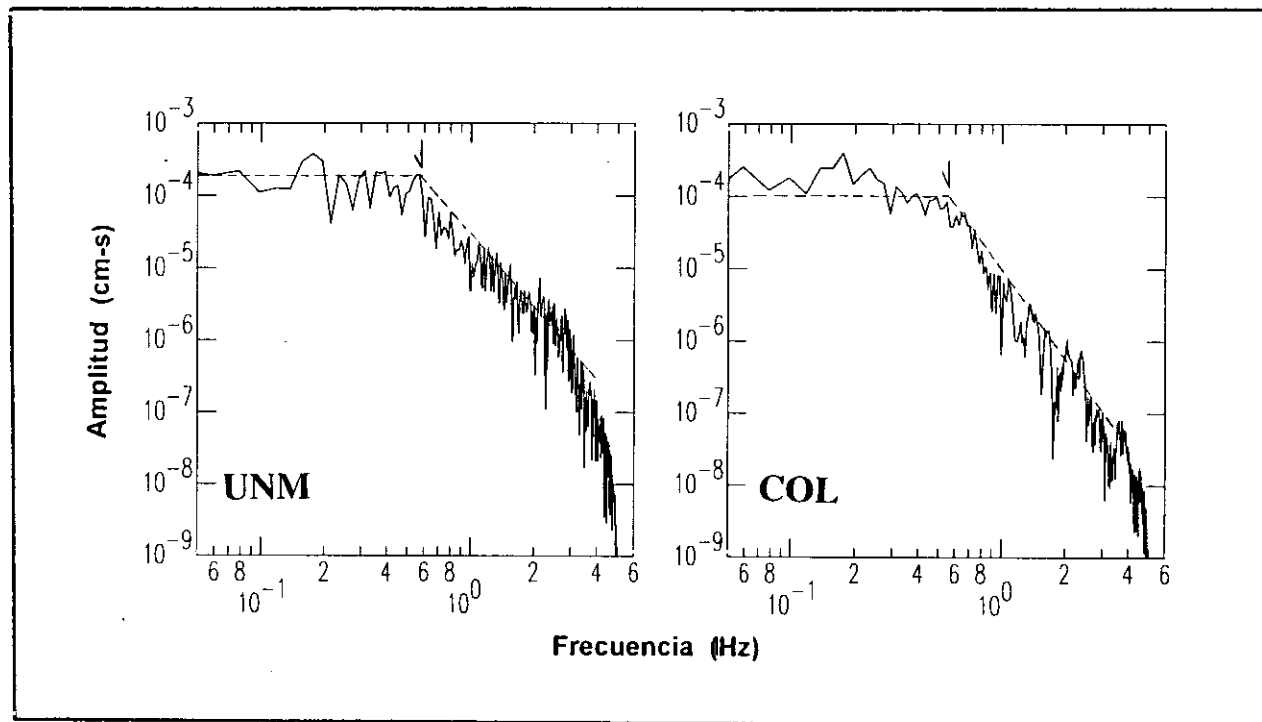


Figura 5.2.15.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10). Otros ver Figura 5.2.4.

mecanismo focal, se encuentran dentro los valores de la desviación típica calculados a partir de la polaridad de la onda P. La dimensión del momento sísmico escalar calculado en la modelización (3.9×10^{17} Nm), es del mismo orden que el obtenido a partir de los espectros de la onda P (5.3×10^{17} Nm) y ambos valores son proporcionales al estimado por el CMT (4.6×10^{17} Nm). Estos resultados muestran que el momento sísmico para el terremoto del 20 de enero se encuentra entre rangos de $3-5 \times 10^{17}$ Nm. La profundidad del foco ha sido ajustada a partir de la modelización en 107 km, menor en 9 km de la calculada por el CMT ($h=126$ km). El radio medio de fractura obtenido a partir de los espectros de ondas P, permite estimar una área de ruptura de 82 km^2 .

Tabla 5.2.10

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10). Otros ver Tabla 5.2.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{17}$ Nm	r. km
	ϕ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 335 \pm 32	38 \pm 25	-93 \pm 58			
	B: 151 \pm 42	52 \pm 28	-93 \pm 68			
Modelización	A: 342	39	-99	107	3.9	
	B: 151	52	-97			
Análisis Espectral	Onda P				5.3 \pm 0.8	5.1 \pm 0.5
C.M.T.	A: 351	35	-101	126	4.6	
	B: 158	56	-97			

5.2.7- Terremoto del 12 de diciembre de 1994 (mb=5.9).

El terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11) ocurrió en la región Sur cerca del límite fronterizo entre Perú-Chile y su epicentro fue localizado a 90 km al NE de la ciudad de Tacna (Figura 5.1). La orientación del mecanismo focal ha sido calculada a partir de 32 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.2.11) y la solución obtenida corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE y WSW-ENE. El plano nodal orientado en dirección NNW-SSE es

Tabla 5.2.11

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11). Otros ver Tabla 5.2.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SJG	5.6	35.5	C	P
KOG	37.9	28.0	C	P
PAB	45.0	83.1	C	P
MBO	61.9	60.8	C	P
TAM	63.8	83.6	C	P*,SH*
DBIC	75.2	68.3	C	P
BGCA	84.5	89.6	D	P
ASCN	87.3	54.5	D	P*
BDFB	88.1	20.7	D	P
TSUM	107.5	81.8	C	P*
LBTB	115.2	87.3	C	P
BOSA	118.5	85.9	D	P
SUR	121.1	81.2	D	P
PMSA	176.7	47.4	D	P*
SPA	180.0	72.6	D	P
PLCA	181.8	23.2	D	P
RPN	248.2	37.8	D	P*
RAR	249.7	83.9	D	P
RPV	317.8	68.9	D	P
PAS	318.2	69.1	D	P*
SCZ	318.5	72.7	D	P*,SH*
DGR	318.5	68.0	D	P
GLA	319.3	66.3	D	P
GSC	319.9	68.9	D	P*
CMB	320.2	72.9	C	P*,SH*
UNM	320.5	46.5	D	P
COR	324.0	78.7	D	P
ANMO	326.3	62.8	C	P*
BOCO	348.3	22.3	D	P
SDV	357.7	26.2	C	P
HRV	358.3	59.7	C	P

prácticamente vertical ($87^{\circ} \pm 5^{\circ}$) y está mejor controlado por las lecturas de polaridad de estaciones de Centro y Sudamérica. El segundo plano nodal con buzamiento hacia el NNW, está cerca de la horizontal ($\delta = 19^{\circ} \pm 35^{\circ}$) y menos controlado debido a la falta de datos de polaridad al Norte y al Oeste de la esfera focal (Tabla 5.2.1). Este último plano nodal, presenta valores altos para las desviaciones típicas de su azimut ($\phi = 243^{\circ} \pm 26^{\circ}$), buzamiento ($\delta = 19^{\circ} \pm 35^{\circ}$) y ángulo de deslizamiento ($\lambda = -8^{\circ} \pm 21^{\circ}$).

Para realizar la modelización del terremoto del 12 de Diciembre, se seleccionaron 10 registros de velocidad de la onda P y 3 de la onda SH (Tabla 5.2.11). Los registros de la onda P, a diferencia de los de la onda SH, se distribuyen sobre toda la esfera focal lo que facilitará el control sobre la orientación de los planos nodales. Para el proceso de modelado se hace uso del esquema descrito anteriormente hasta obtener un valor mínimo para el RMS de 0.50 (Figura 5.2.16). La solución final se presenta en la Figura 5.2.17 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con idéntica orientación a la obtenida a partir de la polaridad de la onda P. La correlación entre los registros teóricos y observados de las ondas P y SH es buena, especialmente para las fases pP, sP y sS que permiten ajustar la profundidad del foco. La función temporal de la fuente sísmica es simple y está formada por un triángulo con una duración de 2 segundos y momento sísmico escalar de 1.7×10^{18} . La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 152 km.

El momento sísmico escalar y el radio de fractura, han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 10 registros de la onda P. En la Figura 5.2.18 se presenta dos ejemplos de los espectros obtenidos para el terremoto del 12 de diciembre y corresponden a las estaciones de DGR y ASCN. Los valores obtenidos para el momento sísmico escalar varían dentro de un rango de $1.3 - 4.9 \times 10^{18}$ Nm, siendo su valor medio igual a $3.2 \pm 1.0 \times 10^{18}$ Nm. Así mismo, se ha obtenido valores para la frecuencia esquina entre $2.8 - 4 \times 10^{-1}$ Hz equivalentes a un radio medio de fractura de 8.6 ± 1.2 km. En el Anexo 2 se presenta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 12 de diciembre.

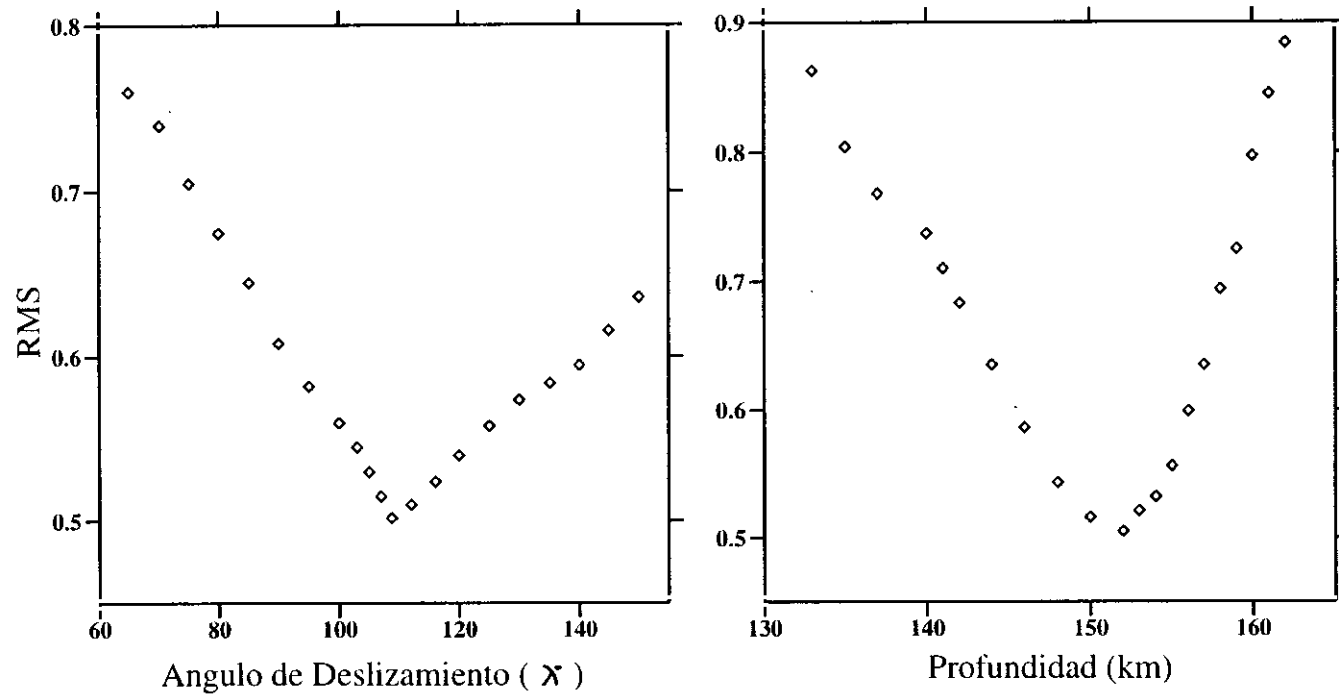


Figura 5.2.16.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 12 DE DICIEMBRE DE 1994 (mb=5.9)

A: 243° / 19° / -8° B: 341° / 87° / -109°
 $M_0 = 1.7 \times 10^{18}$ Nm h = 152 km

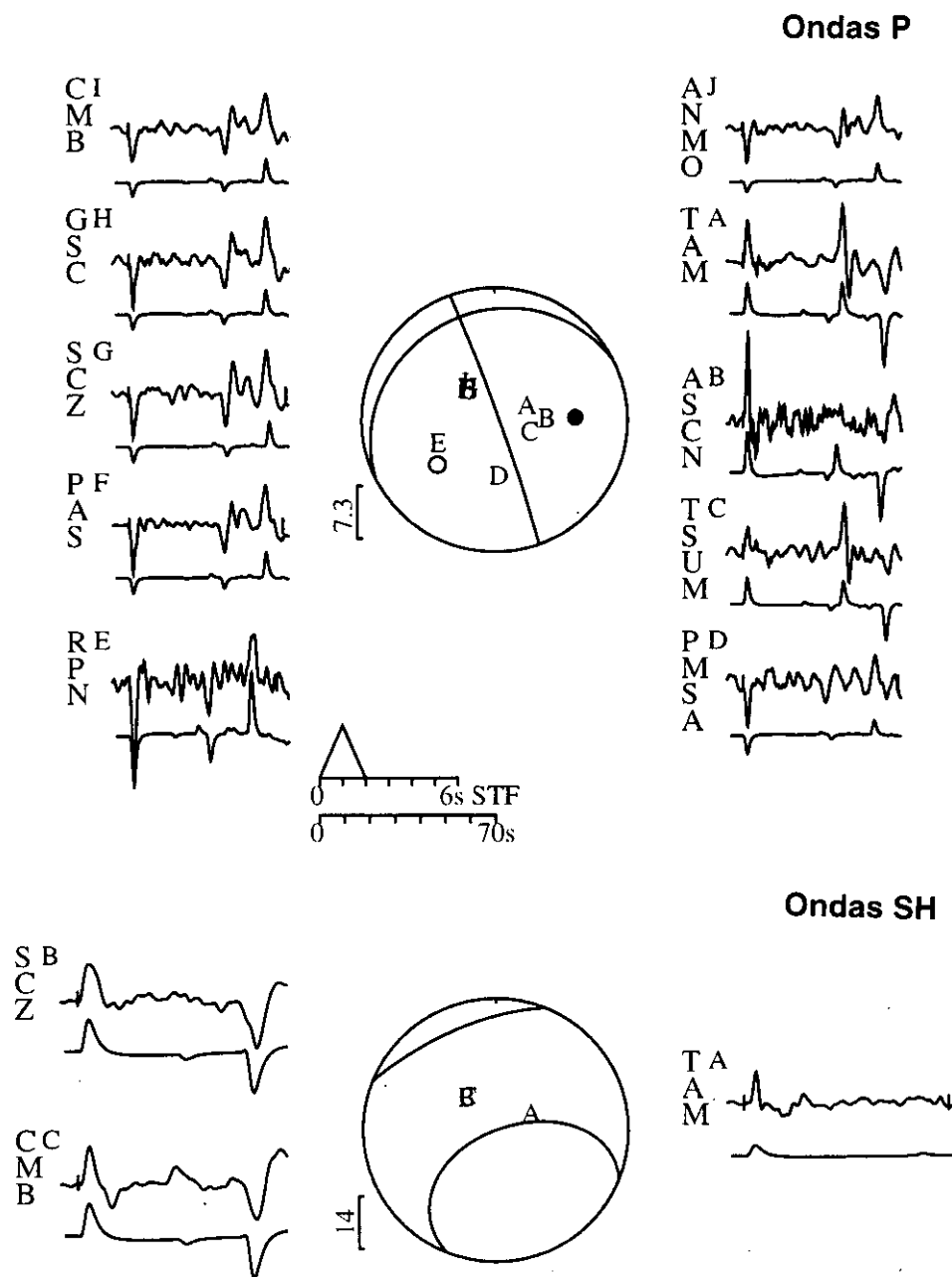


Figura 5.2.17.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

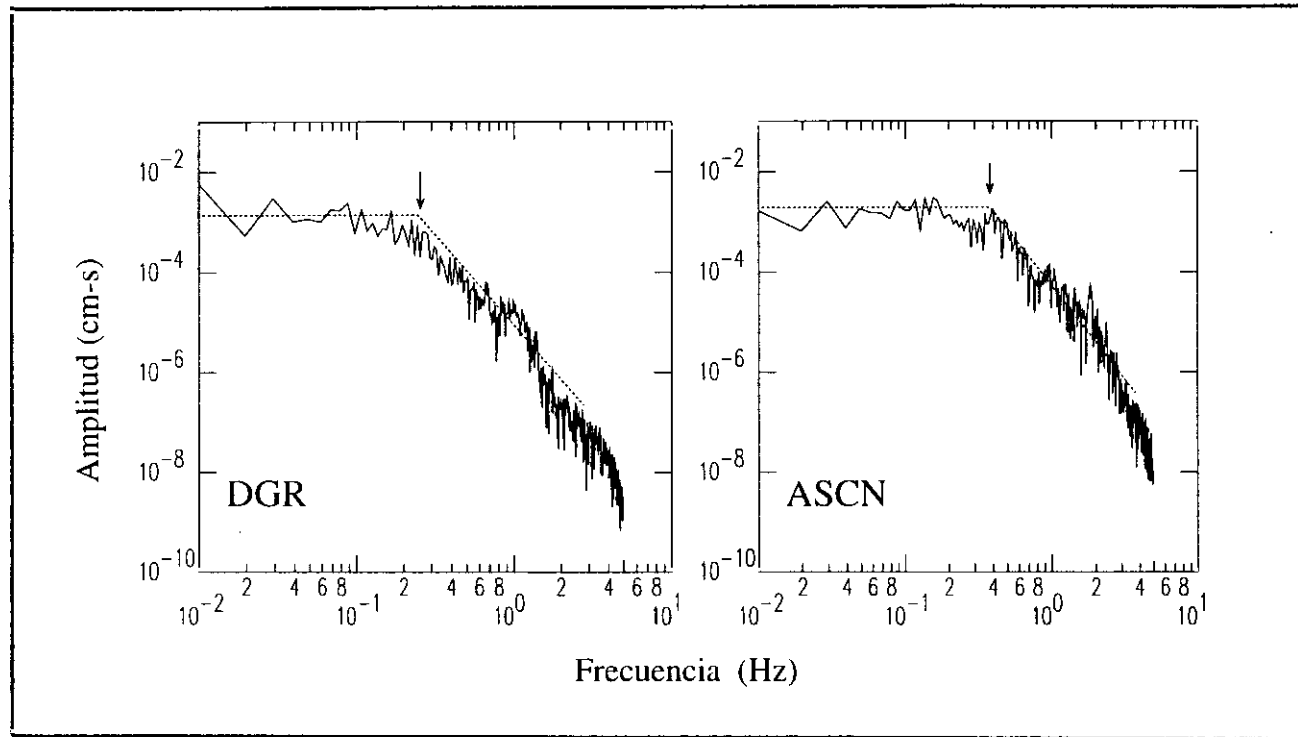


Figura 5.2.18.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11). Otros ver Figura 5.2.4.

Los resultados obtenidos para el mecanismo focal del terremoto del 12 de diciembre son presentados en la Tabla 5.2.12. Así mismo, se adjunta los calculados por el CMT. La orientación para el mecanismo focal obtenido a partir de la modelización es idéntica a la calculada desde la polaridad de la onda P. La orientación del mecanismo focal calculada por el CMT (Figura 5.2.5), varía de la obtenida en este estudio en la orientación del plano nodal que buza hacia el NNW con diferencias del orden de 19° para el azimut, 10° para el buzamiento y de 24° para el ángulo de deslizamiento. Para el plano nodal orientado en dirección NNW-SSE, las diferencias son menores, $\phi=2^\circ$, $\delta=13^\circ$ y $\lambda=6^\circ$. Estas diferencias se encuentran dentro del rango de las desviaciones típicas obtenidas para la orientación del mecanismo focal. El momento sísmico escalar obtenido a partir de la modelización (1.7×10^{18} Nm) es prácticamente la mitad del obtenido a partir de los espectros de la onda P (3.2×10^{18} Nm), siendo estas diferencias atribuidas a posibles incertidumbres en la correcta lectura de la parte plana de los espectros. Sin embargo, el momento sísmico medio obtenido en este estudio (2.4×10^{17} Nm) es del mismo orden que el calculado por el CMT (2.6×10^{18} Nm). La profundidad del foco ha sido ajustada en 152 km, menor en 9 km al calculado por el CMT ($h=161$ km). Las dimensiones medias del radio de fractura, permite estimar una área total de ruptura de 230 km².

Tabla 5.2.12

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11). Otros ver Tabla 5.2.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁸ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 243±26	19±35	-8±21			
	B: 340±9	87±5	-109±35			
Modelización	A: 243	19	-8	152	1.7	
	B: 341	87	-109			
Análisis Espectral	Onda P				3.2±1.0	8.6±1.2
C.M.T.	A: 224	30	-33	161	2.6	
	B: 343	74	-116			

5.2.8- Terremoto del 2 de mayo de 1995 (mb=6.5).

El terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12), se produjo en la región Norte de Perú y fue localizado a 240 km al Norte de la ciudad de Moyobamba (Figura 5.1). La orientación del mecanismo focal fue obtenida a partir de 39 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.2.13) y su solución corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE, buzando uno de los planos $46^{\circ}\pm 8^{\circ}$ hacia el WSW y el otro $44^{\circ}\pm 7^{\circ}$ hacia el ENE. La orientación de ambos planos nodales está relativamente bien controlada debido a que se contó con lecturas de polaridad de estaciones de Centro y Sudamérica con valores para la desviación típica de cada parámetro del orden de $\phi=155^{\circ}\pm 25^{\circ}$, $\delta=46^{\circ}\pm 8^{\circ}$, $\lambda=-91^{\circ}\pm 48^{\circ}$ para el plano con buzamiento hacia el ENE y de $\phi=337^{\circ}\pm 26^{\circ}$, $\delta=44^{\circ}\pm 7^{\circ}$, $\lambda=-91^{\circ}\pm 52^{\circ}$ para el plano que buza hacia el WSW (Tabla 5.2.1).

Para la modelización de ondas de volumen, se ha seleccionado 10 registros de velocidad de la onda P y 7 de la onda SH (Tabla 5.2.13). Los registros de la onda P y SH se distribuyen sobre el primer, segundo y tercer cuadrante de la esfera focal, permitiendo tener mejor control sobre la orientación de los planos nodales durante la modelización. El proceso de modelado se realiza siguiendo el procedimiento empleado para terremotos anteriores hasta alcanzar un valor para el RMS de 0.30 (Figura 5.2.19). La solución final se presenta en la Figura 5.2.20 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE y N-S aproximadamente. Los planos nodales buzando con ángulos de 39° hacia el Este y 53° hacia el WSW respectivamente. Las formas de onda de los registros teóricos y observados para las ondas P y SH están bien correlacionadas, especialmente para las fases pP y sP que han permitido ajustar la profundidad del foco. Los registros de las estaciones de DBIC (P) y ASCN (P) localizadas a similar distancia epicentral ($\Delta=62^{\circ}$ y 72°) y azimut ($\phi=82^{\circ}$ y 97°), presentan complejidades que pueden ser atribuidas al ruido propio de cada estación de registro. La función temporal de la fuente sísmica tiene una duración de 7 segundos y muestra la ocurrencia de al menos 2 puntos de liberación de energía durante el proceso de la ruptura. El momento sísmico escalar total es de 1.3×10^{19} Nm y la profundidad del foco ha sido estimada en 110 km.

Tabla 5.2.13

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12). Otros ver Tabla 5.2.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
ALE	1.9	86.4	D	P
KBS	11.2	93.4	D	P
SJG	25.7	24.2	D	P
SDV	26.4	14.1	C	P
ESK	33.5	83.9	D	P*
KONO	30.5	91.4	D	P
GRFO	40.5	91.6	D	P
SSB	44.4	86.6	D	P*,SH*
PAB	48.7	79.1	D	P*
KOG	69.8	25.7	D	P
MBO	71.6	62.1	D	P
DBIC	81.8	72.7	D	P*,SH*
BGCA	85.2	95.6	D	P
ASCN	96.9	62.3	D	P
BDFB	114.5	30.8	D	P,SH*
LPAZ	145.8	15.1	D	P
PLCA	171.9	37.2	D	P*,SH*
PMSA	173.8	61.5	D	P*
VNDA	190.7	92.7	D	P
SBA	190.9	91.6	D	P
KIP	291.9	83.1	D	P
SBC	316.9	55.4	D	P
PAS	317.5	54.1	D	P
UNM	317.6	31.5	D	P
DGR	317.8	53.1	D	P
PFO	318.1	52.7	D	P
SCZ	318.2	57.7	D	P
GLA	318.6	51.3	D	P
GSC	319.5	53.9	D	P
CMB	320.1	57.9	D	P
MLAC	320.6	56.6	D	P
TUC	320.7	48.2	D	P,SH*
COR	324.7	63.5	D	P
ANMO	326.6	47.5	D	P
JTS	330.3	16.1	D	P
COL	336.1	85.4	D	P*,SH*
CCM	343.6	43.7	D	P
FFC	343.8	61.9	D	P*,SH*
SSPA	358.9	44.2	D	P*

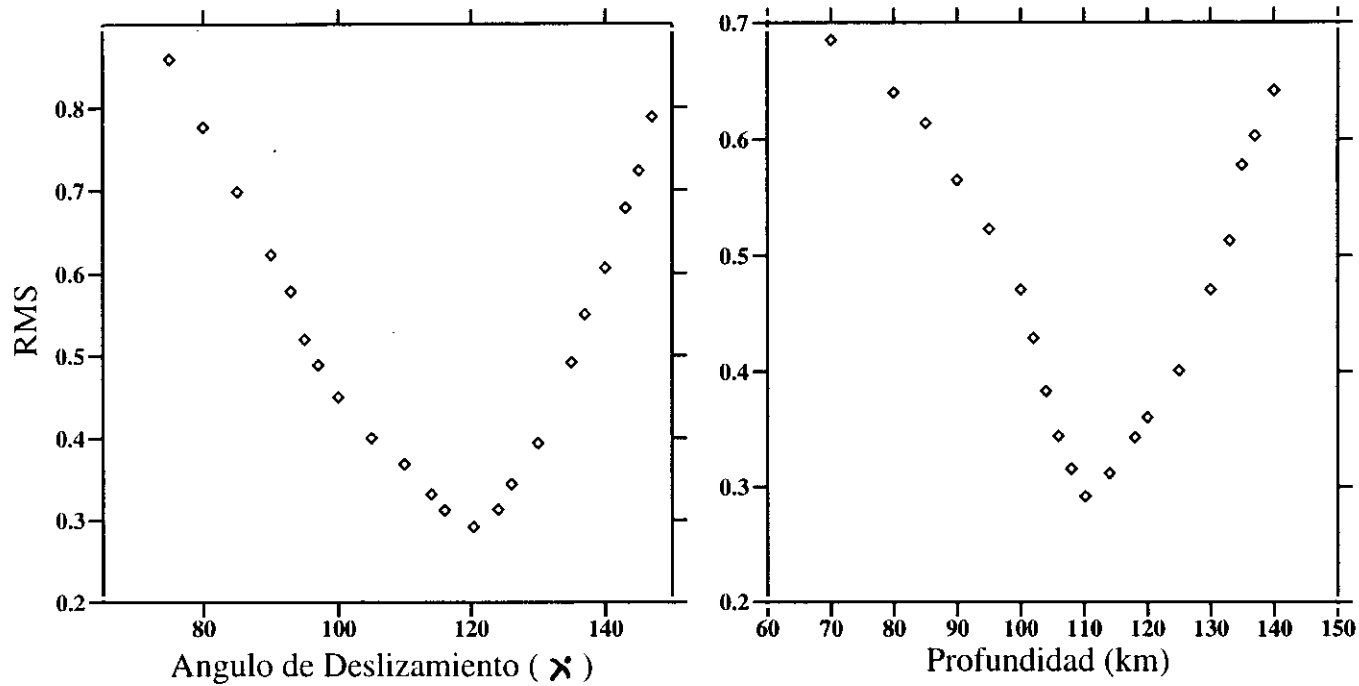


Figura 5.2.19.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 2 DE MAYO DE 1995 (mb=6.5)

A: 354° / 39° / -106°
 $M_0 = 1.3 \times 10^{19}$ Nm

B: 153° / 53° / -103°
 $h = 110$ km

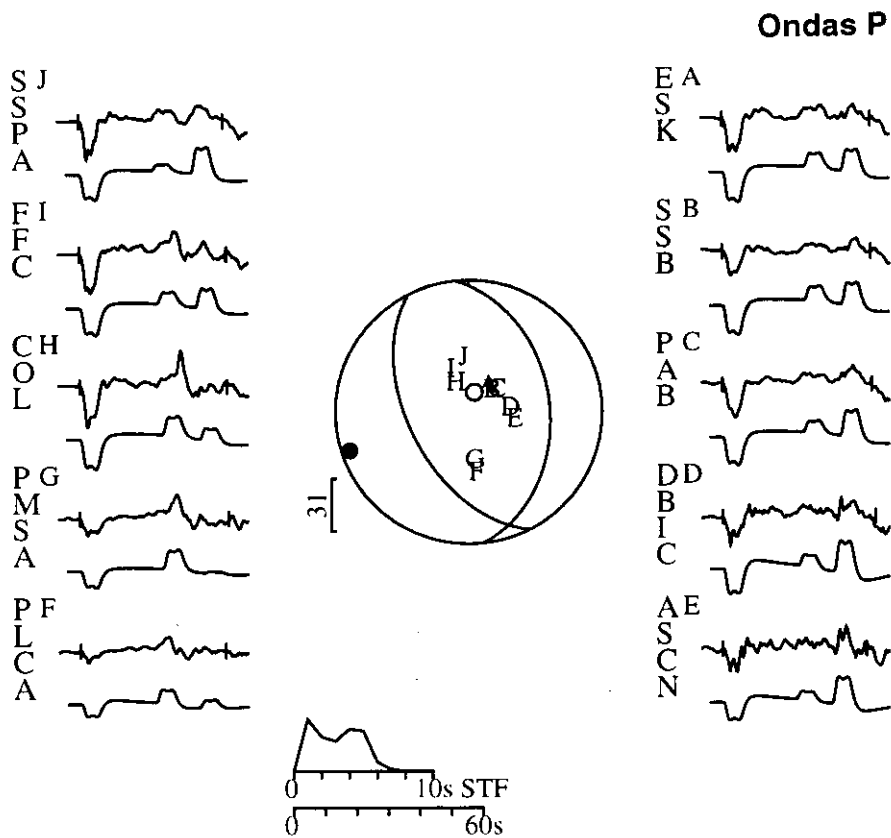


Figura 5.2.20.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

El momento sísmico escalar y el radio de fractura han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 18 registros de la onda P y 12 de la onda S. En la Figura 5.2.21 se presenta dos ejemplos de los espectros utilizados en el cálculo de estos parámetros y corresponden a las estaciones de SBC y COL (onda P). En los espectros se observa que el momento sísmico escalar obtenido a partir de la onda P varía entre $0.7-3.1 \times 10^{19}$ Nm, siendo su valor medio de $1.4 \pm 0.5 \times 10^{19}$ Nm. Los momentos sísmicos escalares calculados a partir de la onda S para cada estación, son mayores que los de la onda P y varían entre $1.1-4.8 \times 10^{19}$ Nm con un valor medio de $3.3 \pm 1.3 \times 10^{19}$ Nm. Del mismo modo, se observa que las frecuencias esquina para la onda P oscilan entre $2.0-2.6 \times 10^{-1}$ Hz y para la onda S entre $1.1-1.4 \times 10^{-1}$ Hz. Estos valores permiten calcular radios medios de fractura de 13.3 ± 0.8 km y 11.6 ± 1.0 km para la onda P y S respectivamente. En el Anexo 2, se adjunta el total de los espectros elaborados para el cálculo del momento sísmico escalar y radio de fractura para el terremoto del 24 de mayo.

La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la modelización de ondas de volumen es similar a la calculada a partir de la polaridad de la onda P, la mayor variación se observa para el plano nodal que buza en dirección ENE con diferencias del orden de $\phi=16^\circ$, $\delta=4^\circ$ y $\lambda=15^\circ$; sin embargo, estas diferencias se encuentran dentro de los rangos de error obtenido para la orientación del mecanismo focal (Tabla 5.2.14). La solución obtenida para la orientación el mecanismo focal a partir de la modelización de ondas de volumen, es próxima a la calculada por el CMT (Figura 5.2.5) con diferencias menores a 11° para el azimuth, 5° para el buzamiento y ángulo de deslizamiento de ambos planos nodales. El momento sísmico escalar calculado en la modelización de ondas de volumen (1.3×10^{19} Nm) y a partir de los espectros de la onda P (1.5×10^{19} Nm), es similar al calculado por el CMT (1.3×10^{19} Nm). La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 110 km, menor en 3 km a la calculada por el CMT (113 km). Las dimensiones medias del radio de fractura permiten estimar una área total de ruptura de 479 km^2 .

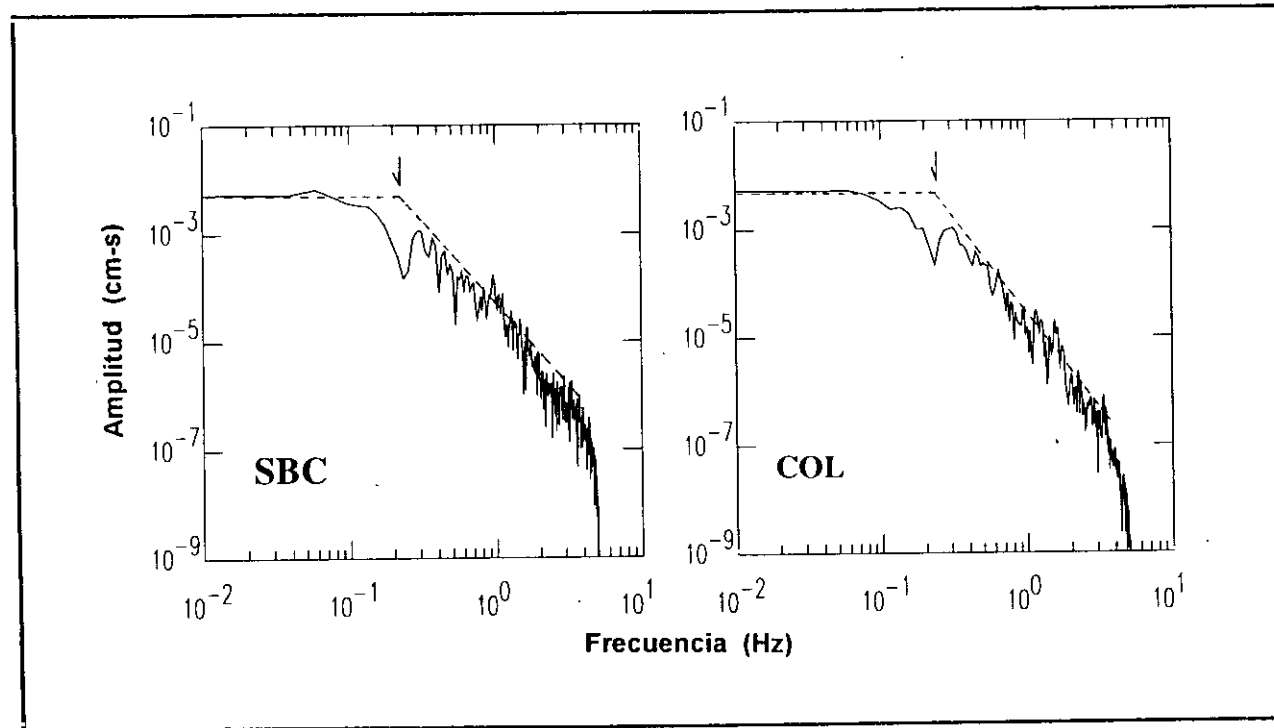


Figura 5.2.21.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12). Otros ver Figura 5.2.4.

Tabla 5.2.14

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12). Otros ver Tabla 5.2.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁹ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 155±25	46±8	-91±48			
	B: 337±26	44±7	-91±22			
Modelización	A: 153	53	-103	110	1.3	
	B: 354	39	-106			
Análisis Espectral	Onda P				1.5±0.5	13.1±0.8
C.M.T.	A: 148	55	-98	113	1.3	
	B: 342	36	-101			

5.2.9- Terremoto del 23 de septiembre de 1995 (mb=6.0).

El terremoto del 23 de septiembre de 1995 (sismo 14) se produjo en el mar frente a la costa central de Perú y su epicentro fue localizado a 110 km al NW de la ciudad de Huacho (Figura 5.1). Para calcular la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P, se dispone de un número mayor de datos (50 lecturas de polaridad) debido al incremento de las estaciones durante los últimos años (Tabla 5.2.15). La solución obtenida corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección N-S y NNW-SSE respectivamente. El plano nodal con buzamiento hacia el Este está mejor controlado por la presencia de un mayor número de lecturas de polaridad ($\delta=67^\circ\pm4^\circ$) y con valores para la desviación típica del orden de 13° para su azimuth, 4° para el buzamiento y 29° para el ángulo de deslizamiento; mientras que el plano nodal que buza hacia el WSW está menos controlado y presenta valores mayores para la desviación típica de su azimuth (26°), buzamiento (7°) y ángulo de deslizamiento (41°) (Tabla 5.2.1).

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se ha seleccionado 11 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH (Tabla 5.2.15). Los registros de la onda P están mejor distribuidos sobre la esfera focal en comparación con las ondas S,

Tabla 5.2.15

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14). Otros ver Tabla 5.2.3.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
SSPA	0.7	51.0	D	P
ALE	2.1	93.3	D	P
BINY	2.4	52.6	D	P
HRV	6.5	53.3	D	P*
BOCO	16.5	15.8	C	P
SDV	22.4	20.9	C	P
SJG	23.3	31.1	D	P*,SH*
ESK	33.6	90.5	D	P
GRFO	40.9	97.9	D	P
SSB	44.5	92.7	D	P
PAB	48.3	84.8	D	P
KOG	59.7	30.2	C	P*,SH*
TAM	66.6	88.7	D	P*,SH*
MBO	68.9	65.9	D	P
ASCN	93.5	63.3	C	P
BDFB	102.7	30.1	C	P*
SHEL	103.2	70.7	C	P
TSUM	109.9	92.2	D	P
LBTB	117.3	98.1	C	P
LPAZ	119.8	11.6	C	P
PMSA	172.4	54.9	D	P
PLCA	168.0	30.7	D	P,SH*
SSPA	180.0	51.0	D	P*
SBA	191.1	84.6	D	P*
DRV	194.5	97.8	D	P
MSVF	249.9	99.2	D	P
RAR	250.4	78.1	D	P
PPT	255.2	68.8	D	P*
AFI	255.8	90.5	D	P
RPV	321.1	58.2	D	P

Tabla 5.2.15

Continuación.

Estación	Azimut ϕ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
BAR	321.3	56.4	D	P
USC	321.4	58.3	D	P
PAS	321.6	58.3	D	P
SCZ	321.7	61.9	D	P
DGR	321.9	57.2	D	P
SMTc	322.2	56.0	D	P
PFO	322.3	56.9	D	P
VTV	322.5	58.1	D	P
GLA	322.9	55.5	D	P*
GSC	323.4	58.3	D	P
CMB	323.5	62.2	D	P,SH*
MLAC	324.1	61.1	D	P
NEE	324.6	56.6	D	P
TUC	325.4	52.6	D	P
UNM	326.1	35.9	D	P
COL	336.5	91.0	D	P
HKT	338.1	43.7	D	P*
JTS	342.9	21.8	D	P
FFC	345.6	68.1	D	P*,SH*

que solo cubren los dos primeros cuadrantes a excepción de la estación de PLCA localizada en el tercer cuadrante. El proceso de modelado se realiza según el procedimiento seguido para terremotos anteriores hasta lograr tener un valor para el RMS de 0.41 (Figura 5.2.22). La solución final se presenta en la Figura 5.2.23 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con uno de los planos nodales próximo a la vertical (plano nodal con buzamiento hacia el Este, $\delta=69^\circ$) y orientado en dirección N-S, mientras que el segundo plano es más horizontal (plano con buzamiento hacia el WSW, $\delta=23^\circ$) y orientado en dirección NNW-SSE. La correlación entre los sismogramas teóricos y observados de la onda P y SH son buenas y las fases pP y sP han permitido obtener una buena estimación de la profundidad del foco. La función temporal de la fuente sísmica es simple y esta formada por un triángulo con una duración de 5 segundos y momento sísmico escalar de 3.2×10^{18} Nm. La profundidad del foco ha sido calculada en 71 km.

El momento sísmico escalar y el radio de fractura han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 15 registros de la onda P. Los espectros de las estaciones de PFO y FFC se muestra como ejemplo del total obtenido para el terremoto del 23 de setiembre (Figura 5.2.24). El valor medio calculado para el momento sísmico escalar es de $5.2 \pm 0.6 \times 10^{18}$ Nm y el radio medio de fractura ha sido estimado en 10.6 ± 1.3 km. En el Anexo 2, se adjunta el total de las soluciones obtenidas a partir del análisis espectral de ondas de volumen para el terremoto del 23 de septiembre.

El resumen de los resultados obtenidos en este estudio y por el CMT para el mecanismo focal del terremoto del 23 de septiembre se presenta en la Tabla 5.2.16. La orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la modelización de ondas de volumen y polaridad de la onda P, difieren en la orientación del plano nodal que buza hacia el WSW con diferencias de $\phi=13^\circ$ y $\lambda=12^\circ$ para su azimuth y ángulo de deslizamiento respectivamente. Para el plano nodal que buza hacia el Este, las diferencias en su orientación son menores a 5° ; sin embargo, estas diferencias se encuentran dentro de los rangos de la desviación típica obtenidas para la orientación del mecanismo focal a partir de la polaridad de la onda P (Tabla 5.2.1). La orientación para

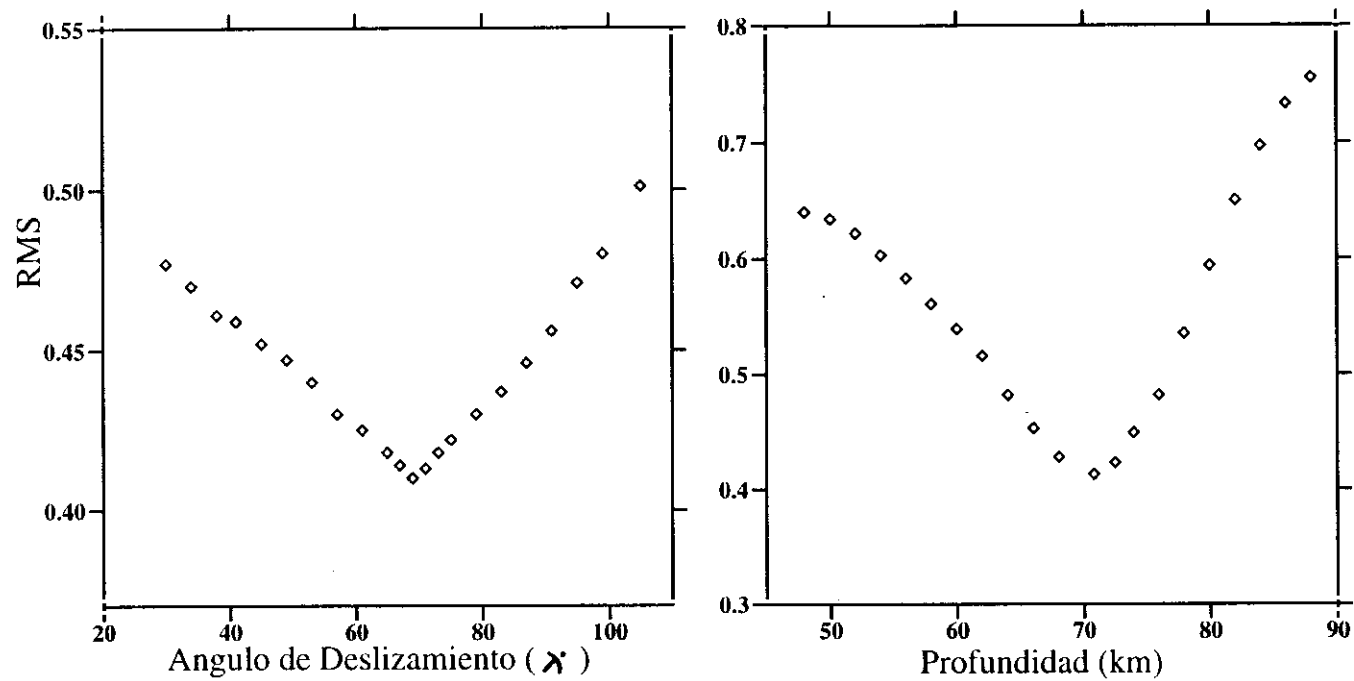


Figura 5.2.22.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 23 DE SETIEMBRE DE 1995 (mb=6.0)

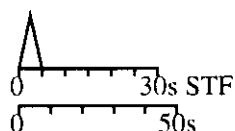
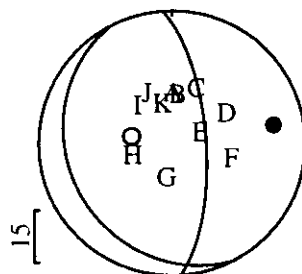
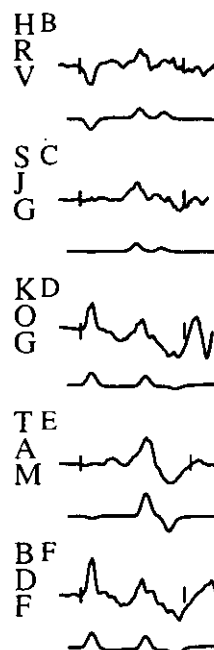
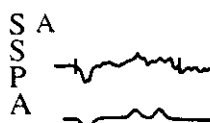
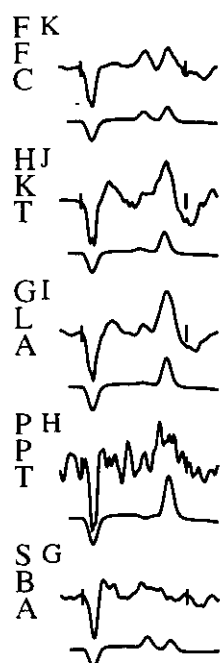
A: 151° / 23° / .113°

B: 356° / 69° / -99°

$M_0 = 3.2 \times 10^{18}$ Nm

h= 71 km

Ondas P



Ondas SH

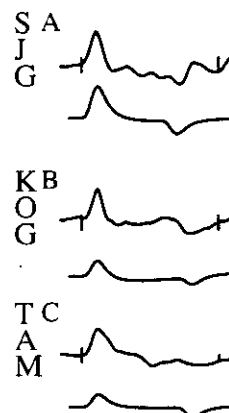
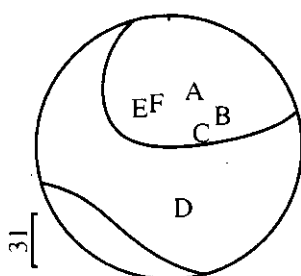
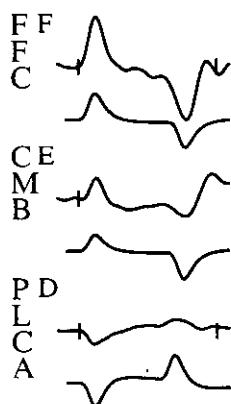


Figura 5.2.23.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

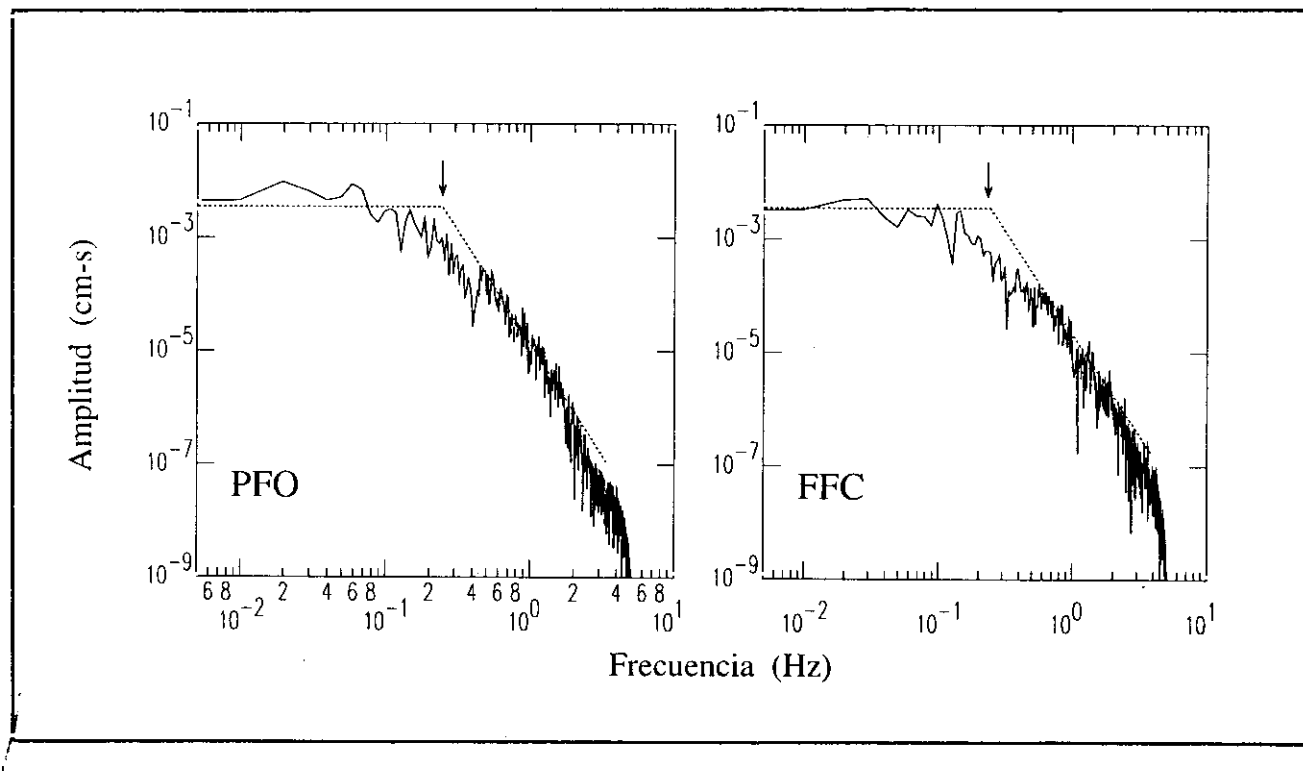


Figura 5.2.24.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P para el terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14). Otros ver Figura 5.2.4.

el mecanismo focal obtenida por el CMT para el terremoto del 23 de septiembre, varía de la calculada en este estudio en la orientación del plano nodal que buza hacia el WSW con diferencias de 36° para el azimut, 3° para el buzamiento y 32° para el ángulo de deslizamiento. Del mismo modo, estas variaciones en la orientación del mecanismo focal se encuentran dentro de los rangos de las desviaciones típicas (Tabla 5.2.16). El momento sísmico escalar calculado a partir de la modelización (3.2×10^{18} Nm) es casi la mitad del obtenido a partir de los espectros de la onda P (5.1×10^{18} Nm); sin embargo, este último es igual al calculado por el CMT (5.8×10^{18} Nm). Estas diferencias pueden ser atribuidas a los diferentes métodos utilizados para el cálculo del mecanismo focal del terremoto del 23 de septiembre. La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 71 km, siendo similar a la calculada por el CMT (73 km). El radio medio de fractura ha permitido estimar una área total de ruptura de 353 km².

Tabla 5.2.16

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14). Otros ver Tabla 5.2.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M ₀ x10 ¹⁸ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 164±26	23±7	-101±41			
	B: 355±13	67±4	-94±59			
Modelización	A: 151	22	-113	71	3.2	
	B: 356	69	-99			
Análisis Espectral	Onda P				5.2±0.6	10.6±1.3
C.M.T.	A: 187	20	-81	73	5.8	
	B: 358	70	-93			

5.3- TERREMOTOS PROFUNDOS

5.3.1.- Introducción.

Como representantes de los sismos con foco profundo se han seleccionado dos terremotos ($m_b > 6.0$) ocurridos en Perú durante el periodo 1990-1996 y su localización se muestra en la Figura 5.1 y Tabla 5.1. El terremoto ocurrido el 17 de octubre de 1990 (sismo 3) se localiza en el extremo Sur del límite fronterizo entre Perú-Brasil y el terremoto del 10 de enero de 1994 cerca de la frontera Perú-Bolivia (sismo 9). La orientación de los mecanismos focales fue determinada a partir de la distribución de la polaridad de la primera llegada de la onda P, se presenta en la Figura 5.3.1a y sus valores numéricos en la Tabla 5.3.1. Estas soluciones corresponden a mecanismos focales de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE buzando ambos 45° aproximadamente para el sismo 3; mientras que el sismo 9 presenta uno de los planos nodales cerca de la vertical y el otro casi horizontal orientados en dirección E-W. La orientación del mecanismo focal del sismo 9 fue mejor controlado debido al uso de un número mayor de lecturas de polaridad obtenidas de estaciones de Sudamérica; sin embargo, para ambos terremotos se obtiene un porcentaje de aciertos mayor a 0.95.

Para el modelado de los dos terremotos con foco profundo, se sigue el mismo procedimiento que para terremotos con foco a profundidad superficial e intermedia (capítulos 5.1.1 y 5.1.2). Para el cálculo de los sismogramas teóricos, el modelo de distribución de velocidades con la profundidad utilizado corresponde al descrito por Grange et al (1984) y Lindo (1993). Este modelo de velocidades ha sido presentado en la Tabla 5.2.2 y ha permitido ajustar la profundidad del foco para ambos terremotos. Así mismo, los registros de los terremotos en la componente vertical de banda ancha, son utilizados para determinar el momento sísmico escalar a partir del área encerrada bajo el

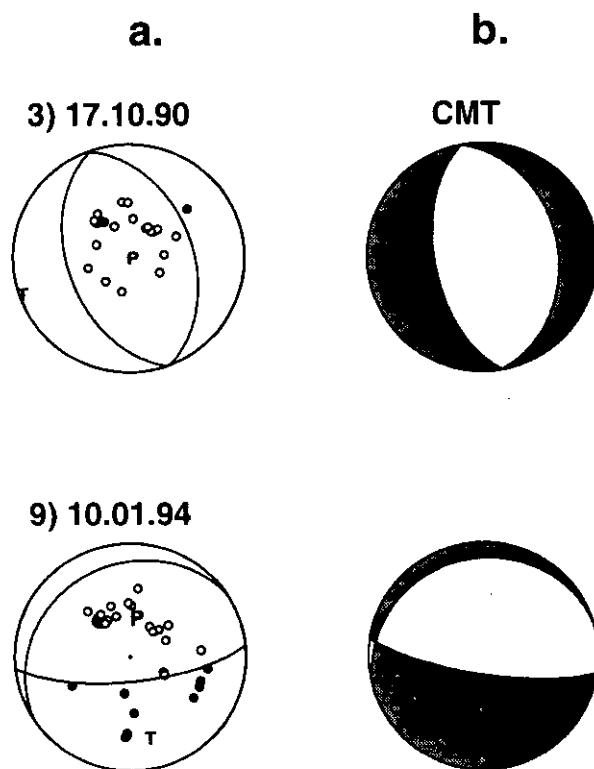


Figura 5.3.1.- Mecanismos focales calculados para los terremotos con foco profundo analizados en el presente estudio ($h > 350$ km). Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. En la parte superior de cada mecanismo focal, se indica el número de referencia (Tabla 5.1) y la fecha de cada terremoto (día, mes, año). *a)* A partir de la primera llegada de la onda P. Los círculos negros representan las compresiones y los blancos a las dilataciones. T y P corresponden a los ejes de tensión y presión respectivamente. *b)* A partir de los parámetros del CMT. El cuadrante negro representa las compresiones y el blanco las dilataciones.

pulso de la forma de onda de las fases P, pP y sP, según la expresión 2.8 (capítulo 2). La amplitud de la forma de onda es corregida por el patrón de radiación (\mathcal{R}), por el factor de expansión geométrica ($g(\Delta)$) y por el coeficiente de corrección en la superficie libre (Ci_0). El Patrón de radiación corresponde a la orientación del mecanismo focal obtenido en la modelización para cada terremoto. Los términos $g(\Delta)$ y Ci_0 son obtenidos a partir de las ecuaciones 2.3 y 2.4 del capítulo 2. Para el cálculo del momento sísmico escalar y radio de fractura a partir de los espectros de ondas de volumen, además de las ondas P y S se incluyen los espectros de las ondas pP y sP. El total de los espectros elaborados para cada terremoto se presenta en el Anexo 3, así como una tabla con los valores de sus parámetros.

Tabla 5.3.1

Parámetros del mecanismo focal para terremotos con foco profundo obtenido a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P.

φ° = *azimut*, δ° = *buzamiento*, λ° = *ángulo de deslizamiento*.

N.L.= *número de lecturas*, P.A.= *proporción de aciertos*.

Nº	Plano - 1			Plano - 2			N.L.	P.A.
	φ°	δ°	λ°	φ°	δ°	λ°		
3	325±47	40±7	-99±92	158±29	50±8	-82±73	26	0.96
10	236±22	20±14	-116±58	84±13	72±8	-81±33	39	0.97

A continuación se describen los resultados obtenidos para cada terremoto, siguiendo el orden establecido en la Tabla 5.1.

5.3.2.- Terremoto del 17 de octubre de 1990 (mb=6.7).

El terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3), se produjo cerca del límite fronterizo entre Perú-Brasil y su epicentro fue localizado a 250 km al NW de la ciudad de Puerto Maldonado (Figura 5.1). La orientación del mecanismo focal fue obtenida a partir de 26 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.3.2) y la solución corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNW-

Tabla 5.3.2

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3). Los asteriscos indican las estaciones usadas en la modelización. C y D indican compresión y dilatación de la onda P.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
GDH	6.1	80.9	D	P*,SH*
KONO	30.1	94.5	D	P
ESK	31.9	86.6	D	P*
GRFO	40.1	93.1	D	P
SSB	43.1	87.6	D	P*
TOL	45.9	79.7	D	P*,SH*
CAY	50.2	24.2	C	P
MBO	65.8	59.0	D	P*,SH*
BCAO	85.5	90.1	D	P
SLR	116.8	93.3	D	P
DRV	191.9	99.3	D	P
SNZO	224.2	99.9	D	P
PPT	254.5	76.2	D	P
KIP	291.4	91.4	D	P
PAS	317.0	63.5	D	P*
PFO	317.5	62.1	D	P
SCZ	317.5	67.1	D	P
GSC	318.8	63.3	D	P
CMB	319.3	67.3	D	P*
COR	323.6	72.8	D	P
ANMO	325.1	56.8	D	P*
LON	326.1	73.3	D	P*,SH*
COL	335.4	94.4	D	P
SCP	353.2	51.9	D	P*,SH*
HRV	359.3	53.2	D	P*
WFM	359.3	53.3	D	P

SSE buzando uno de los planos $40^{\circ}\pm 7^{\circ}$ hacia el ENE y el otro $50^{\circ}\pm 8^{\circ}$ hacia el WSW (Figura 5.3.1a). La distribución de las lecturas de polaridad sobre la esfera focal, no facilita el control sobre la orientación de los planos nodales obteniéndose altos valores para la desviación típica del azimut y del ángulo de deslizamiento para cada plano nodal, $\varphi_1=325^{\circ}\pm 47^{\circ}$, $\lambda_1=-99^{\circ}\pm 92^{\circ}$; $\varphi_2=158^{\circ}\pm 29^{\circ}$ y $\lambda_2=-82^{\circ}\pm 73^{\circ}$ (Tabla 5.3.1).

Para realizar la modelización del terremoto del 17 de Octubre, se ha seleccionado 10 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH distribuidos en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (Tabla 5.3.2). A pesar de la magnitud elevada del terremoto ($m_b=6.7$), se observa la falta de registros que permitan cubrir el total de la esfera focal debido a que durante el año de 1990 el número de estaciones sísmicas digitales era mínimo. A fin de realizar el modelado del terremoto, se procede a seguir el esquema descrito en el capítulo 5.1 y que fue aplicado a terremotos con foco a profundidad superficial e intermedia. Este procedimiento permitió obtener un RMS para el ajuste entre los registros teóricos y observados de 0.56 (Figura 5.3.2). La solución final se presenta en la Figura 5.3.3 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección N-S aproximadamente. Uno de los planos buza 38° hacia el Este y el otro 52° hacia el Oeste respectivamente. En la Figura 5.3.3, se observa que las fases P, SH directas y principalmente las fases pP, sP, sS (fases de profundidad) son bien correlacionadas permitiendo ajustar correctamente la profundidad del foco. Para terremotos con foco profundo, a diferencia de los terremotos con foco superficial, el registro de la llegada de las fases PcP y ScS se observa en estaciones localizadas a distancias epicentrales mayores a 50° aproximadamente. La presencia de estas fases es muy notoria en algunos registros del terremoto del 17 de octubre (HRV, PAS, ANMO, SCP, CMB, etc); sin embargo no son consideradas por el algoritmo de modelización y no son modeladas debido a que no intervienen en el cálculo del mecanismo focal utilizando esta metodología. La función temporal de la fuente sísmica es simple y tiene una duración de 6 segundos. El momento sísmico escalar es de 4.1×10^{19} Nm y la profundidad del foco ha sido ajustada en 612 km.

Una vez conocida la orientación y la profundidad de la fuente sísmica, se procedió a calcular el momento sísmico escalar a partir del área encerrada bajos los

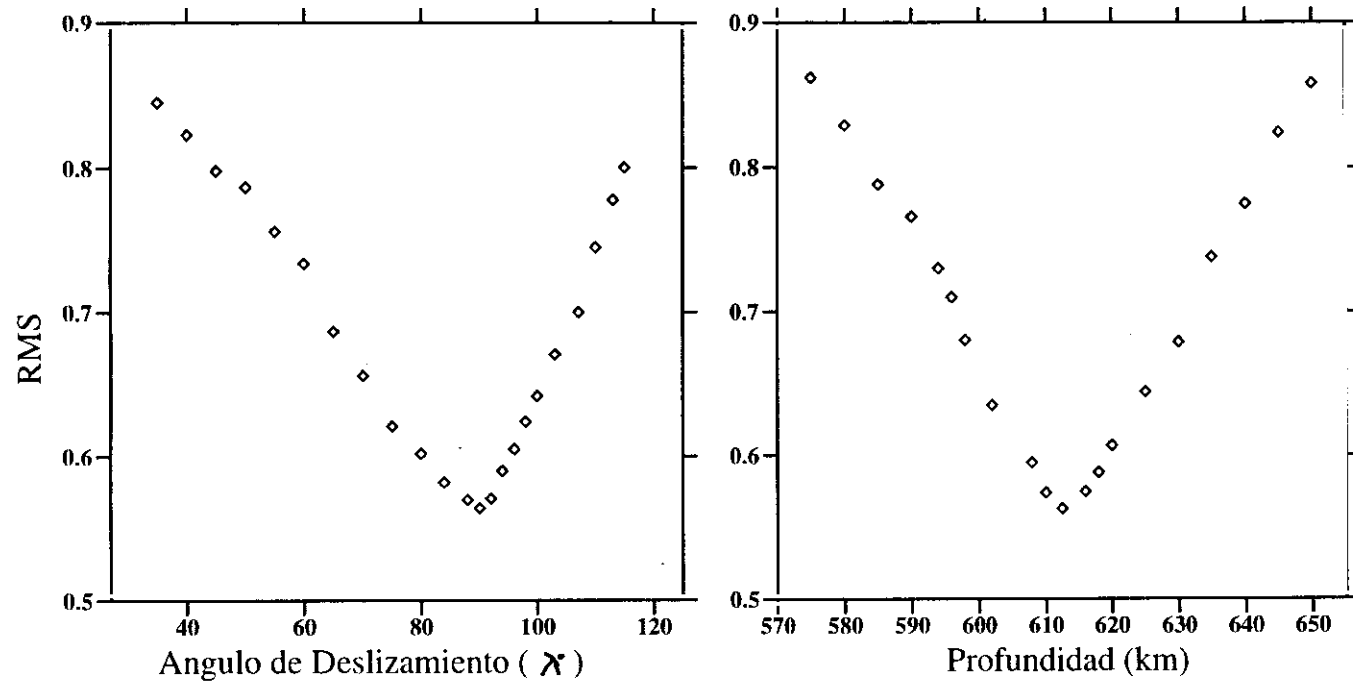


Figura 5.3.2.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 17 DE OCTUBRE DE 1990 (mb=6.7)

A: 170° / 52° / -90°
 $M_0 = 4.1 \times 10^{19}$ Nm

B: 350° / 38° / -90°
 h= 612 km

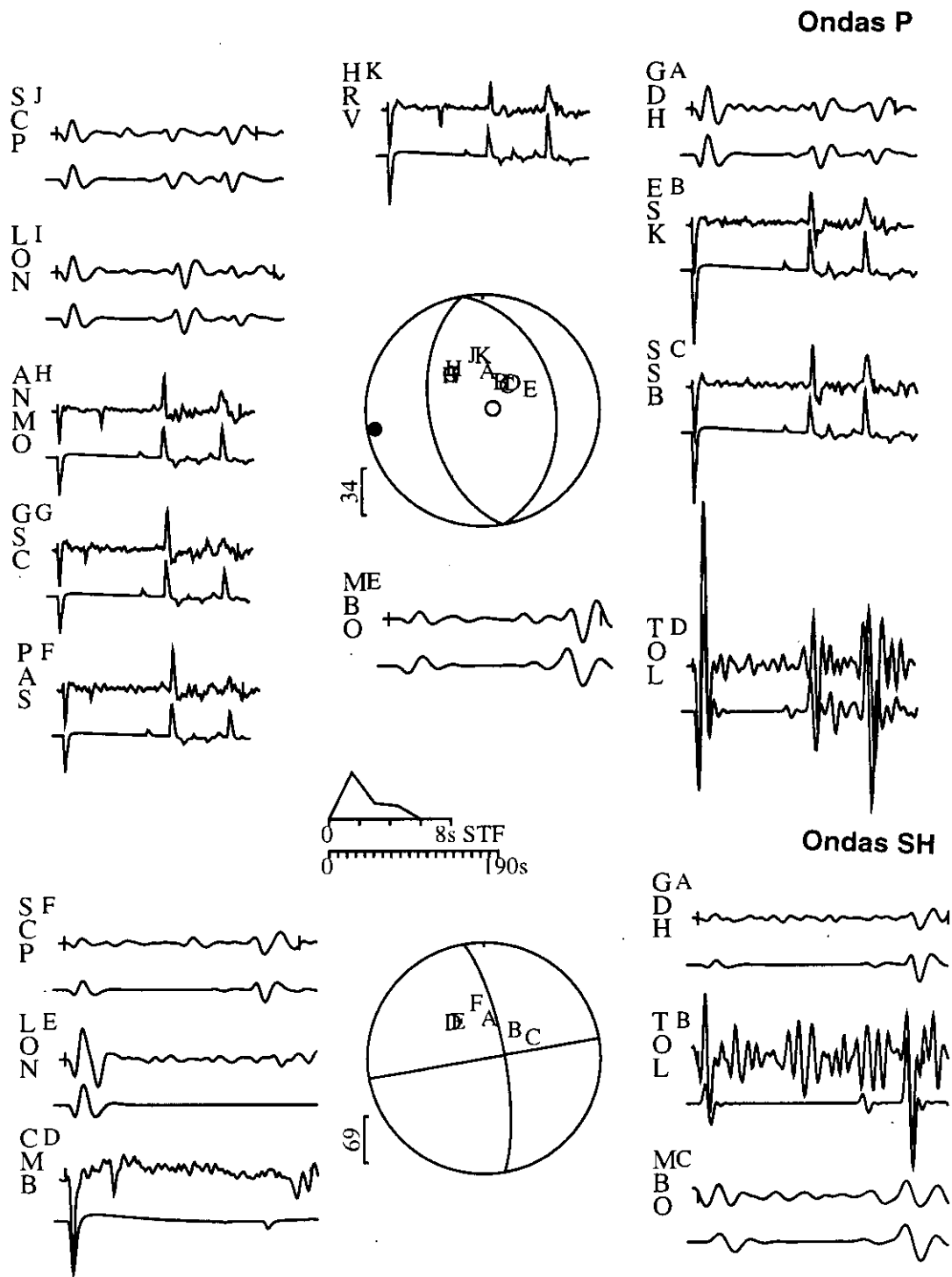


Figura 5.3.3.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

pulsos en desplazamiento de las fases P y pP (9 registros de la onda P y 8 de la onda pP). Las formas de onda obtenidas después de realizar las correcciones respectivas (\mathcal{R} , $g(\Delta)$, Ci_o) se muestra en la Figura 5.3.4. El análisis de las formas de onda permite confirmar el proceso simple de la ruptura del terremoto del 17 de Octubre. Los pulsos tienen una duración media de 5.5 ± 0.1 segundos, proporcional a la duración de la función temporal de la fuente sísmica (Figura 5.3.3). Los valores medios obtenidos para el momento sísmico escalar son de $2.8 \pm 0.3 \times 10^{19}$ Nm para la onda P y de $1.8 \pm 0.2 \times 10^{19}$ Nm para la onda pP (Tabla 5.3.3).

Así mismo, el momento sísmico escalar y el radio de fractura, han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 11 registros de la onda P y 9 de la onda pP. En la Figura 5.3.5, se presenta dos ejemplos del total de los espectros obtenidos para el terremoto del 17 de octubre y corresponden a las estaciones de SSB y ANMO. En los espectros obtenidos se observa que la amplitud de la parte plana varía entre $1-6 \times 10^{-3}$ cm-s para la onda P, proporcionales a un momento sísmico escalar medio de $2.2 \pm 0.5 \times 10^{19}$. Igualmente, para la onda pP la amplitud de la parte plana del espectro presenta valores entre $3-6 \times 10^{-3}$ cm-s equivalentes a un valor medio para el momento sísmico escalar es de $2.1 \pm 0.4 \times 10^{19}$ Nm. La frecuencia esquina varía en un rango de $2.2-2.7 \times 10^{-1}$ Hz para la onda P y entre $2-2.5 \times 10^{-2}$ Hz para la onda pP, proporcionales a radios medios de fractura de 15.2 ± 1.2 km y 17.8 ± 1.1 km respectivamente. En el Anexo 3, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 17 de octubre.

La orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la modelización de ondas de volumen es aproximadamente igual a la calculada a partir de la polaridad de la onda P, se observa diferencias máximas de 25° en el azimuth del plano nodal que buza hacia el Este, 2° para el buzamiento y 9° para el ángulo de deslizamiento (Tabla 5.3.4). La orientación del mecanismo focal obtenido por el CMT (Figura 5.3.1b) se diferencia de la calculada en la modelización, en el ángulo del buzamiento de ambos planos nodales con diferencias de 4° . Estas diferencias en la orientación del mecanismo focal pueden ser debidas a la falta de un número mayor de datos que permitan cubrir toda la esfera focal. El momento sísmico escalar obtenido en la modelización (4.1×10^{19} Nm) es

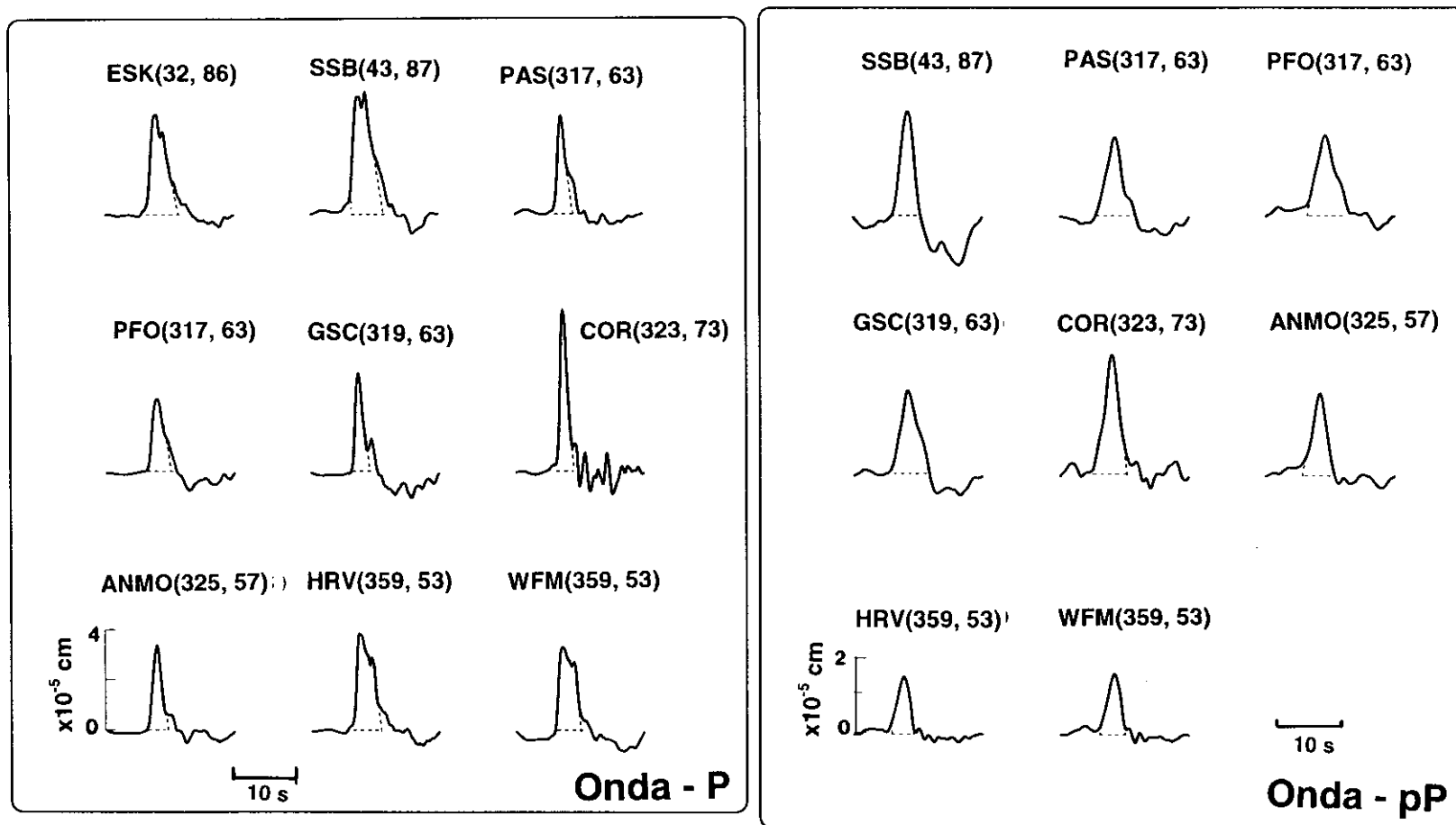


Figura 5.3.4.- Formas de onda de las fases P y pP para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3). Se ha realizado la deconvolución de la respuesta instrumental y corregido por el patrón de radiación, por el factor de expansión geométrica $g(\Delta)$ y por el efecto de la superficie libre (Cio). La línea en puntos encierra el área considerada en el cálculo del momento sísmico escalar. En la parte superior de cada registro, se indica el código de la estación y entre paréntesis su azimuth y distancia epicentral en grados.

Tabla 5.3.3

Parámetros de la fuente obtenidos a partir del área encerrada bajo los pulso de onda P y pP para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3).

A= área del pulso de la onda, M_0 = momento sísmico escalar.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	A. (x10 ⁻² cm.s)	M _o (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-P				
HRV	53.2	359.2	0.0122	3.6
WFM	53.3	359.3	0.5159	1.5
ANMO	56.8	325.0	0.6418	1.9
PFO	62.8	317.4	0.7230	2.1
GSC	63.2	318.7	0.7256	2.1
PAS	63.5	317.0	0.7479	2.2
COR	72.8	323.5	0.9934	2.9
ESK	86.6	31.9	0.0123	3.6
SSB	87.6	43.1	0.0178	5.2
Valor	Medio:			2.8(±0.3)
ONDA-pP				
HRV	53.2	359.2	0.3587	1.1
WFM	53.3	359.3	0.3591	1.1
ANMO	56.8	325.0	0.5879	1.7
PFO	62.8	317.4	0.7839	2.3
GSC	63.2	318.7	0.6852	2.0
PAS	63.5	317.0	0.6063	1.8
COR	72.8	323.5	0.9008	2.6
SSB	87.6	43.1	0.6655	1.9
Valor	Medio:			1.8(±0.2)

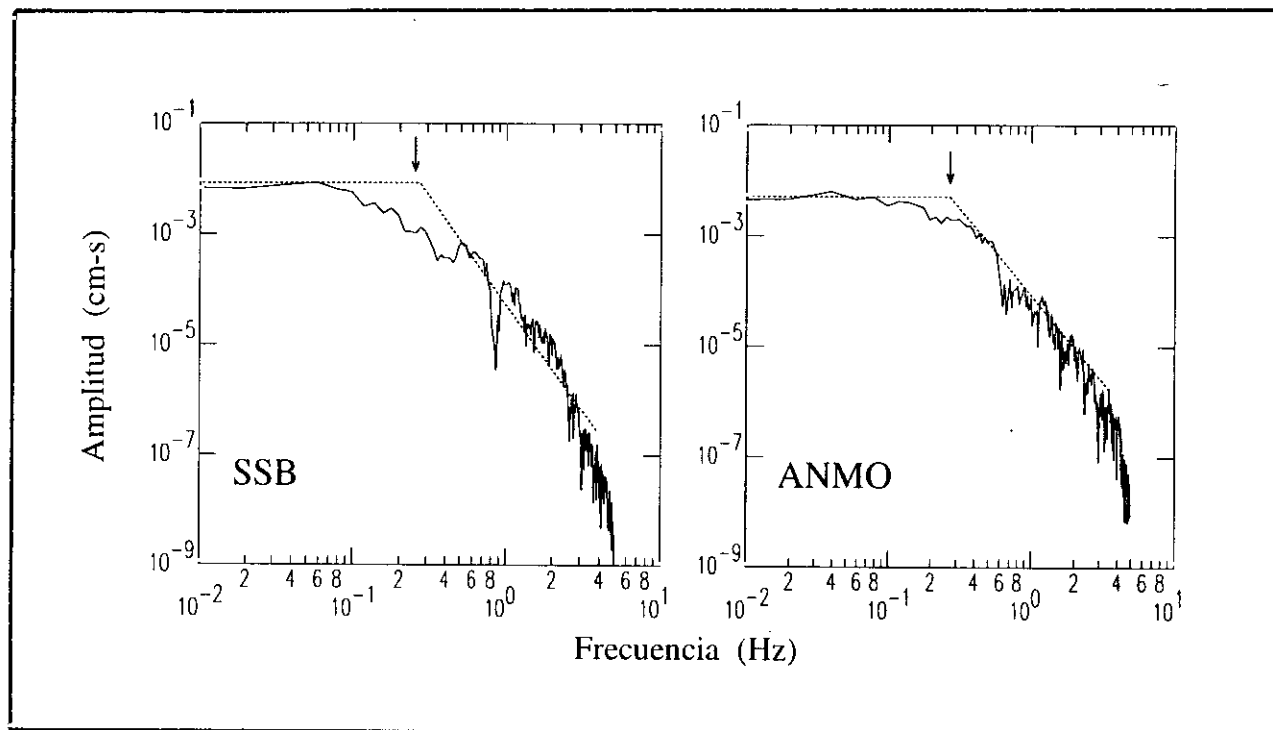


Figura 5.3.5.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P, para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3). La flecha en cada espectro indica la posición de la frecuencia esquina (f_c) y la línea la parte plana del espectro (Ω_0). Así mismo, se indica el código de la estación.

prácticamente el doble del calculado a partir del análisis espectral de la onda P (2.2×10^{19} Nm), onda pP (2.1×10^{19} Nm) y a partir del área encerrada bajo el pulso de la onda P (2.8×10^{19} Nm) y pP (1.8×10^{19} Nm). Estas diferencias pueden ser atribuidas a los dos métodos diferentes utilizados para el cálculo del mecanismo focal. Sin embargo, el valor medio obtenido en este estudio (2.6×10^{19} Nm) es del mismo orden que el calculado por el CMT (3.2×10^{19} Nm). La buena correlación obtenida en la modelización para las fases pP y sP ha permitido ajustar la profundidad del foco en 612 km, menor en 4 km al obtenido por el CMT (616 km). Los valores medios del radio de fractura permite estimar un área total de ruptura de 855 km^2 .

Tabla 5.3.4

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3). φ° = azimut, δ° = buzamiento, λ° = ángulo de deslizamiento, M_0 = momento sísmico escalar y r = radio de fractura.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{19}$ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad	A: 325 \pm 47	40 \pm 7	-99 \pm 92			
Onda P	B: 158 \pm 29	50 \pm 8	-82 \pm 73			
Modelización	A: 350	38	-90	612	4.1	
	B: 170	52	-90			
Análisis			Onda P		2.2 \pm 0.5	15.2 \pm 1.2
Espectral			Onda pP		2.1 \pm 0.4	17.8 \pm 1.1
Formas de			Onda P		2.8 \pm 0.3	
Onda			Onda pP		1.8 \pm 0.2	
Deconvolución						
C.M.T.	A: 350	34	-90	616	3.2	
	B: 170	56	-90			

5.3.3.- Terremoto del 10 de enero de 1994 (mb=6.4).

El terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9), se produjo cerca del límite fronterizo entre Perú-Bolivia y su epicentro fue localizado a 100 km al Sur de la ciudad de Puerto Maldonado (Figura 5.1). La orientación del mecanismo focal ha sido obtenida utilizando 39 lecturas de polaridad de la onda P (Tabla 5.3.5) y la solución corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección E-W

Tabla 5.3.5

Estaciones utilizadas en el cálculo de la orientación del mecanismo focal del terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9). Otros ver Tabla 5.3.2.

Estación	Azimut φ°	Distancia Δ°	Polaridad	Tipo de onda
CBM	1.0	60.0	D	P
SJG	6.0	31.4	D	P*
ESK	31.6	87.9	D	P
ECH	40.6	91.1	D	P
SSB	42.7	88.4	D	P
PAB	45.4	80.1	D	P*,SH*
TBT	49.4	65.0	D	P
TAM	64.2	81.7	D	P*,SH*
ITR	84.7	30.7	D	P
BDF	98.9	20.9	C	P
CDC	109.5	24.6	C	P
CAC	114.1	23.1	C	P
LBTB	115.3	88.9	D	P*
BOSA	118.7	87.7	D	P*
RST	123.6	22.1	C	P
PMSA	177.0	51.5	C	P*
SAN	182.9	20.1	C	P
PEL	183.1	19.7	C	P
TOLC	184.1	16.8	C	P
VNDA	189.8	84.7	C	P*,SH*
RPN	243.5	39.7	C	P
BAR	316.6	64.2	D	P
USC	316.8	66.1	D	P
PAS	317.0	66.1	C	P*
UNM	317.3	43.7	D	P*
SCZ	317.5	69.7	D	P,SH*
PFO	317.5	64.6	D	P
VTV	317.8	65.8	D	P
ISA	318.2	67.2	D	P
GSC	318.8	65.9	D	P
CMB	319.2	69.9	D	P
NEE	319.6	64.2	D	P
TUC	319.8	60.2	D	P
COR	323.4	75.7	D	P,SH*
ANMO	324.9	59.5	D	P,SH*
NEW	329.1	74.5	D	P
CCM	339.0	55.0	D	P
FFC	340.9	73.1	D	P
HRV	358.1	55.6	D	P*

(Figura 5.3.1a). En esta solución, el plano nodal con buzamiento hacia el Sur es casi vertical ($\delta=72^{\circ}\pm 8^{\circ}$) y mejor controlado debido a que se dispuso de una mejor distribución de las lecturas de polaridad en el extremo sur de la esfera focal. La desviación típica para la orientación de este plano son de $84^{\circ}\pm 13^{\circ}$ para el azimut, $72^{\circ}\pm 8^{\circ}$ para el buzamiento y de $-81^{\circ}\pm 33^{\circ}$ para el ángulo de deslizamiento. El plano nodal con buzamiento al Norte está próximo a la horizontal ($\delta=20^{\circ}\pm 14^{\circ}$) y menos controlado por la ausencia de lecturas en el extremo norte de la esfera focal y valores para la desviación típica mayores con relación al plano anterior, $\phi=236^{\circ}\pm 22^{\circ}$, $\delta=20^{\circ}\pm 14^{\circ}$ y $\lambda=-116^{\circ}\pm 58^{\circ}$ (Tabla 5.3.1).

Para realizar la modelización de ondas de volumen, se seleccionó 10 registros de velocidad de la onda P y 6 de la onda SH (Tabla 5.3.5). Los registros de la onda P están mejor distribuidos sobre la esfera focal, con relación a los registros de la onda SH que solo cubren el primer y segundo cuadrante. Para modelar el terremoto se sigue el mismo procedimiento empleado para terremotos anteriores hasta obtener un mínimo valor para el RMS de 0.73 (Figura 5.3.6). La solución final se presenta en la Figura 5.3.7 y corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos nodales orientados en dirección E-W y NE-SW. Uno de los planos nodales buza hacia el NW con un ángulo de 22° y el otro plano hacia el Sur con un ángulo de 72° . La correlación obtenida para los registros teóricos y observados es buena. Las fases pP, sP, sS son bien ajustadas y permiten obtener una buena estimación de la profundidad del foco. La función temporal de la fuente sísmica es simple con una duración de 7.5 segundos y momento sísmico escalar de 1.5×10^{19} Nm. La profundidad del foco ha sido estimada en 607 km.

Conocida la orientación del mecanismo focal y la profundidad del foco, el momento sísmico escalar es calculado a partir del área contenida bajo los pulsos en desplazamiento de 19 ondas P y 12 ondas pP y sP. En la Figura 5.3.8, se muestra las formas de onda obtenidas después de realizar las correcciones respectivas (\mathcal{R} , $g(\Delta)$, C_i) y su análisis permite confirmar el proceso simple de ruptura del terremoto del 10 de enero. Los pulsos de las ondas P, pP y sP, tienen una duración media de 8.2 ± 0.3 segundos, proporcional a la duración de la función temporal de la fuente sísmica obtenida en la modelización (Figura 5.3.7). Los valores medios obtenidos para el

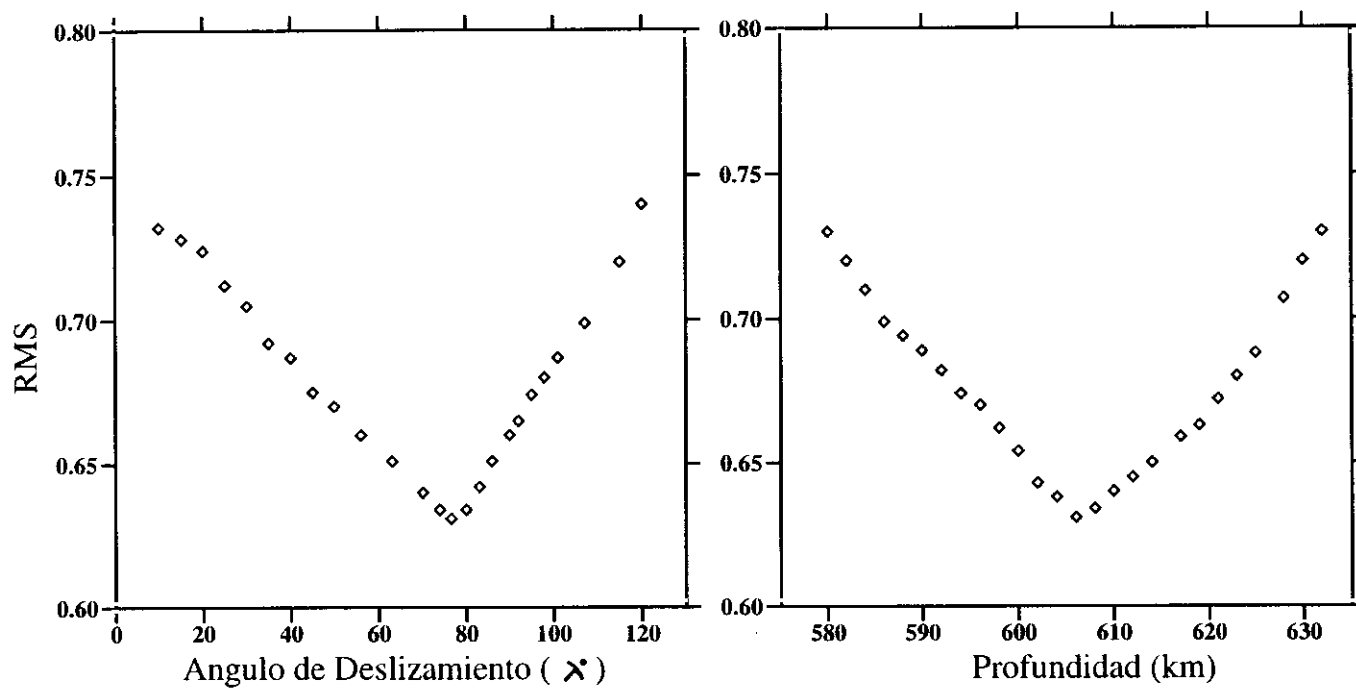


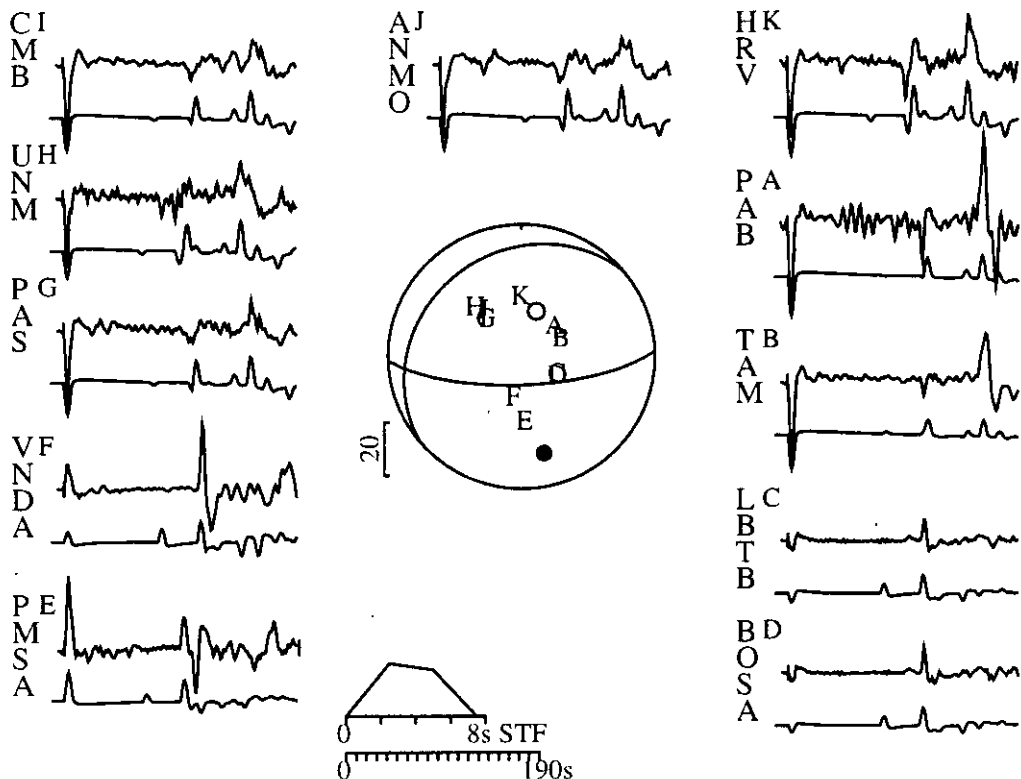
Figura 5.3.6.- Determinación del ángulo de deslizamiento y profundidad del foco para el terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9), a partir de la variación del RMS durante la modelización de ondas de volumen.

TERREMOTO DEL 10 DE ENERO DE 1994 (mb=6.4)

A: 229° / 22° / -126°
 $M_0 = 1.5 \times 10^{19}$ Nm

B: 88° / 72° / -76°
h= 607 km

Ondas P



Ondas SH

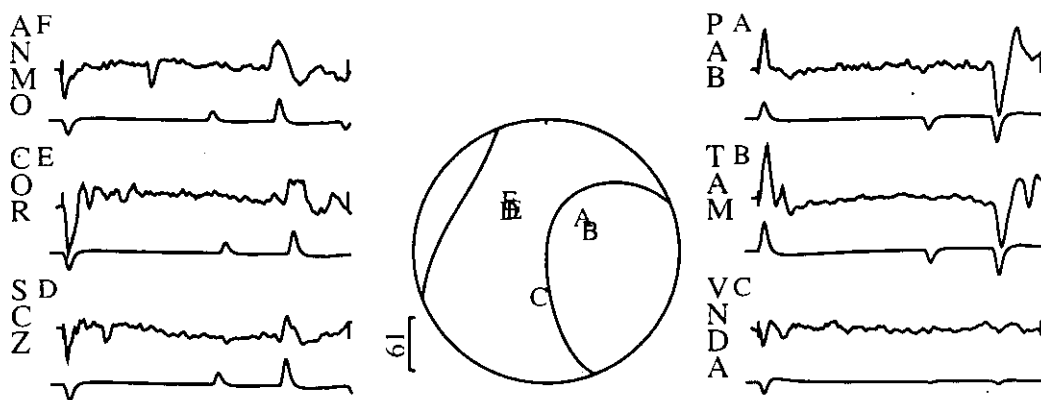


Figura 5.3.7.- Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 10 de enero de 1994(sismo 9). En la parte superior de muestra los sismogramas observados en velocidad y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Otros ver Figura 5.1.3.

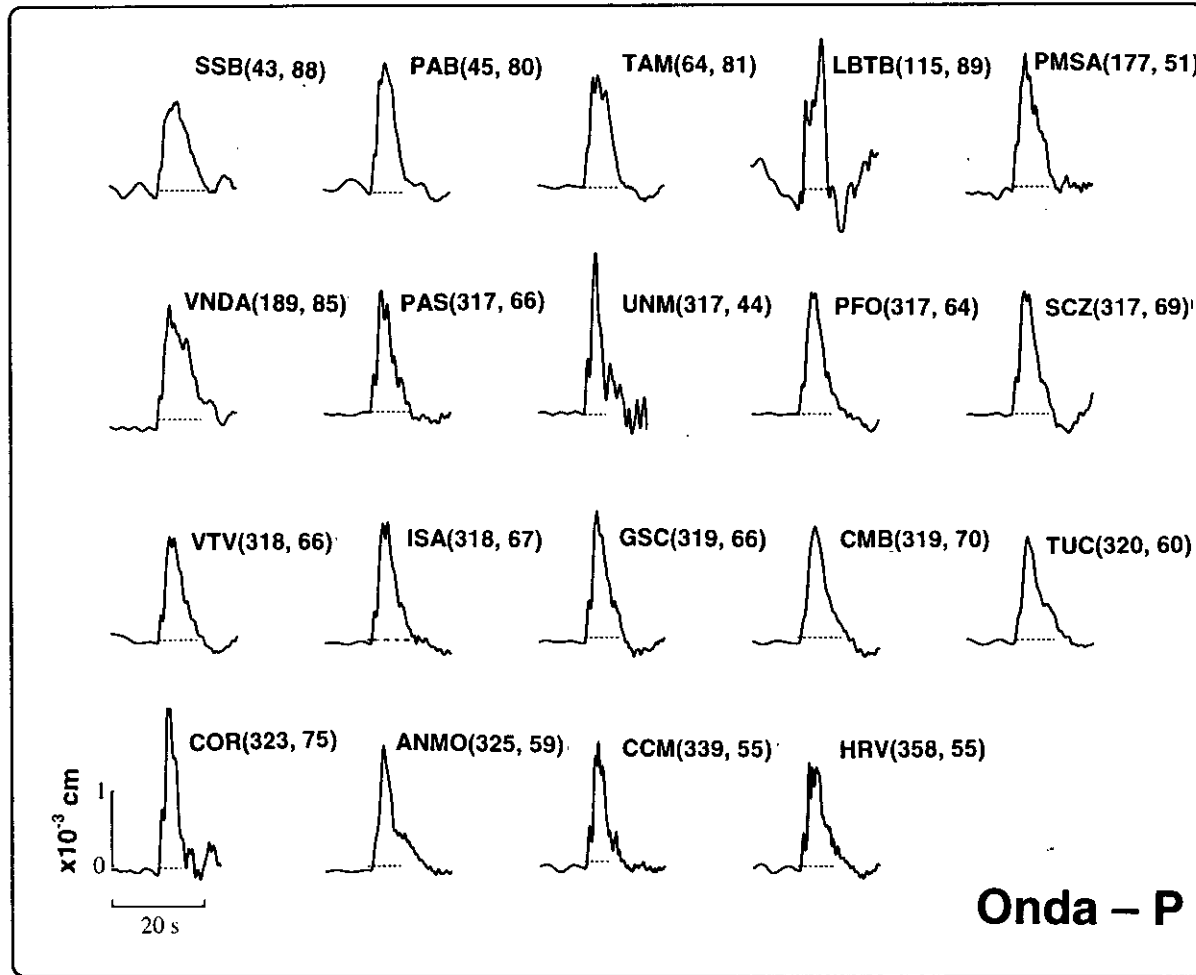


Figura 5.3.8.- Formas de onda de las fases P, pP y sP para el terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9). Otros ver Figura 5.3.4.

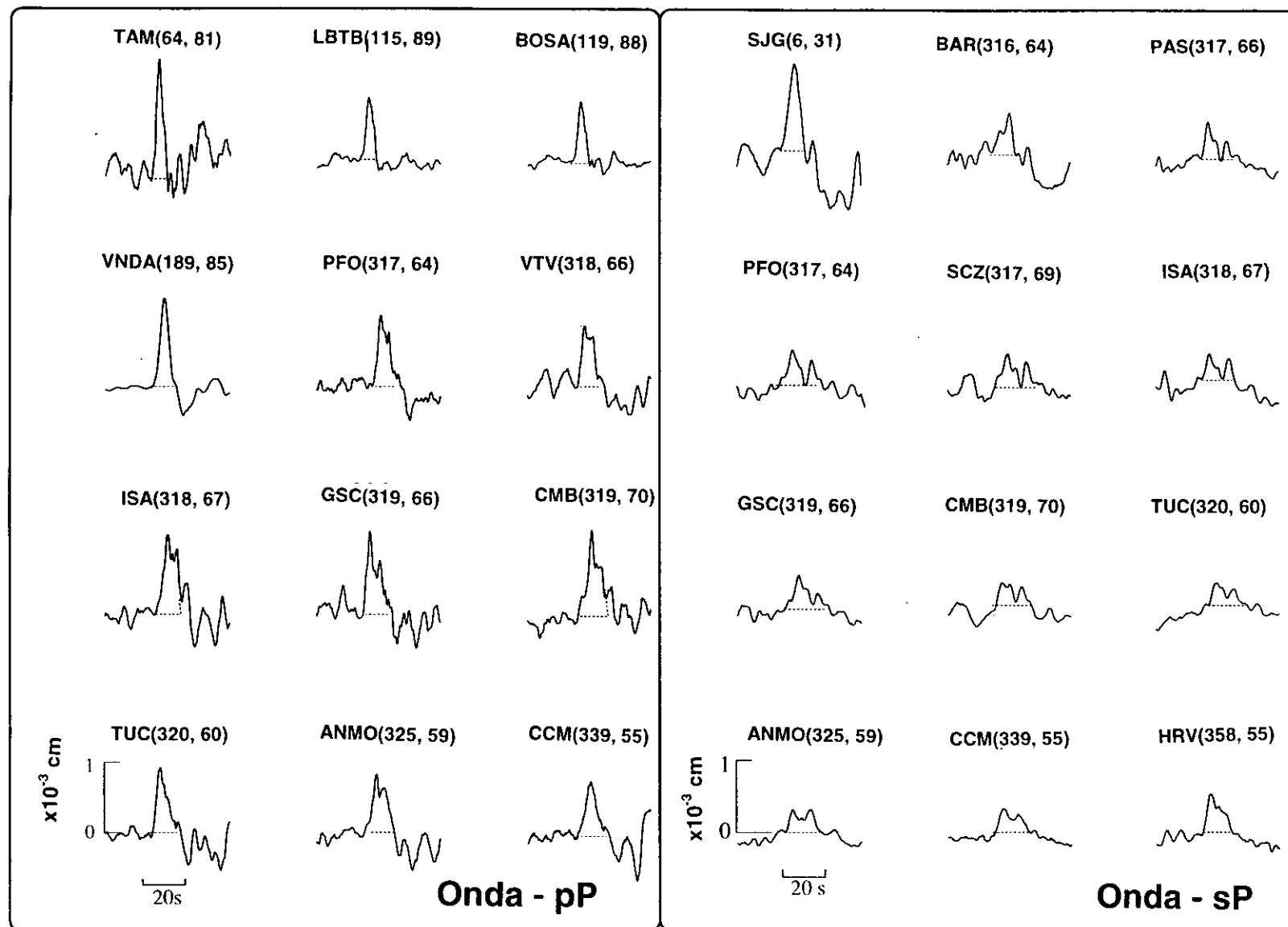


Figura 5.3.8.- Continuación.

momento sísmico escalar son de $1.4 \pm 0.2 \times 10^{19}$ Nm para la onda P, $1.2 \pm 0.3 \times 10^{19}$ Nm para la onda pP y $9.6 \pm 0.6 \times 10^{18}$ Nm para la onda sP. Los valores numéricos obtenidos a partir de este método, se presenta en la Tabla 5.3.6.

Finalmente, el momento sísmico escalar y el radio de fractura, fueron determinados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de 19 registros de la onda P, 15 de la onda pP, 10 de la onda sP y 8 de la onda S. Dos ejemplos de estos espectros son presentados en la Figura 5.3.9 y corresponden a las estaciones de TUC y SJG. En los espectros obtenidos se observó que la amplitud de la parte plana del espectro varía entre $2.5\text{-}9 \times 10^{-3}$ cm-s para la onda P, entre $1\text{-}6 \times 10^{-3}$ cm-s para la onda pP, entre $0.4\text{-}3 \times 10^{-3}$ cm-s para la onda sP y entre $1.2\text{-}10 \times 10^{-3}$ cm-s para onda S. Estos valores han permitido obtener momentos sísmicos escalares medios de $1.4 \pm 0.4 \times 10^{19}$ Nm para la onda P, $1.10.3 \pm \times 10^{19}$ Nm para la onda pP, $1.1 \pm 0.5 \times 10^{19}$ Nm para la onda sP y $2.4 \pm 1.5 \times 10^{19}$ Nm para la onda S. Los radios medios de fractura estimados a partir de las frecuencias esquina de los espectros de ondas P, pP, sP y S son de 15.0 ± 1.8 km, 17.2 ± 1.6 km, 17.8 ± 0.5 km y 12.2 ± 2.5 km respectivamente. Estas diferencias en las dimensiones del radio de fractura, pueden ser atribuidas a posibles incertidumbres en la estimación de la frecuencia esquina para cada tipo de onda. En el Anexo 3, se adjunta el total de los espectros obtenidos para el terremoto del 10 de enero.

En la Tabla 5.3.7 se presenta los valores obtenidos en este estudio para el mecanismo focal del terremoto del 10 de enero, además de los calculados por el CMT. La orientación del mecanismo focal obtenida en la modelización de ondas de volumen varía de la calculada a partir de la polaridad de la onda P, en la orientación del plano nodal que buza hacia el Norte con diferencias de 7° en el azimut del plano, 2° en el buzamiento y de 10° para el ángulo de deslizamiento. Estos rangos de variación, se encuentran dentro de las desviaciones típicas obtenidas para cada plano nodal a partir de la polaridad de la onda P. Así mismo, esta orientación para el mecanismo focal es parcialmente diferente de la calculada por el CMT (Tabla 5.3.1b), siendo el plano nodal que buza de manera casi vertical hacia el Sur el que presenta mayor variación (11° en el azimut), este plano es mejor controlado en este estudio debido a que se contó con lecturas de polaridad de estaciones localizadas en el extremo Este de Sudamérica. El

Tabla 5.3.6

Parámetros de la fuente obtenidos a partir del área encerrada bajo los pulso de la onda P, pP y sP para el terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9). Otros ver Tabla 5.3.3.

Estación	Distancia (Δ°)	Azimut (φ°)	A. ($\times 10^{-2}$ cm.s)	M ₀ ($\times 10^{19}$ Nm)
ONDA-P				
SSB	88.4	42.7	0.281	0.93
PAB	80.1	45.4	0.539	1.62
TAM	81.6	64.2	0.540	1.65
LBTB	88.9	115.3	0.401	1.33
BOSA	87.7	118.7	0.512	1.68
PMSA	51.5	177.0	0.848	1.63
VNDA	84.7	189.8	0.542	1.72
PAS	66.1	317.0	0.513	1.27
UNM	43.7	317.3	0.806	1.32
PFO	64.6	317.5	0.578	1.40
SCZ	69.7	317.5	0.534	1.39
VTV	65.8	317.8	0.553	1.36
ISA	67.2	318.2	0.558	1.40
GSC	65.9	318.8	0.572	1.41
CMB	69.9	319.2	0.557	1.46
TUC	60.2	319.8	0.553	1.25
COR	75.5	323.4	0.539	1.52
ANMO	59.4	324.9	0.578	1.29
CCM	55.0	339.0	0.554	1.14
HRV	55.6	358.1	0.588	1.22
Valor	Medio:			1.4(± 0.2)
ONDA-Pp				
TAM	81.6	64.2	0.574	1.75
LBTB	88.9	115.3	0.316	1.05
BOSA	87.7	118.7	0.275	0.90
VNDA	84.7	189.8	0.519	1.64
PAS	66.1	317.0	0.609	1.51
PFO	64.6	317.5	0.502	1.22
SCZ	69.7	317.5	0.595	1.55
VTV	65.8	317.8	0.449	1.10
ISA	67.2	318.2	0.593	1.49
GSC	65.9	318.7	0.557	1.37
CMB	69.9	319.2	0.511	1.34
TUC	60.2	319.8	0.461	1.04
ANMO	59.4	324.9	0.522	1.16
CCM	55.0	339.0	0.392	0.81
Valor	Medio:			1.2(± 0.3)

Tabla 5.3.6

Continuación.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	A. ($\times 10^{-2}$ cm.s)	M _o ($\times 10^{19}$ Nm)
ONDA-sP				
SJG	31.4	6.0	0.911	1.26
BAR	64.2	316.5	0.346	0.90
PAS	66.1	317.0	0.310	0.83
PFO	64.6	317.5	0.361	0.95
SCZ	69.7	317.5	0.357	1.01
ISA	67.2	318.2	0.375	1.02
GSC	65.9	318.7	0.348	0.93
CMB	69.9	319.2	0.410	1.16
TUC	60.2	319.8	0.352	0.85
ANMO	59.4	324.9	0.357	0.86
CCM	55.0	339.0	0.368	0.82
HRV	55.6	358.1	0.429	0.96
Valor	Medio:			0.9(± 0.5)

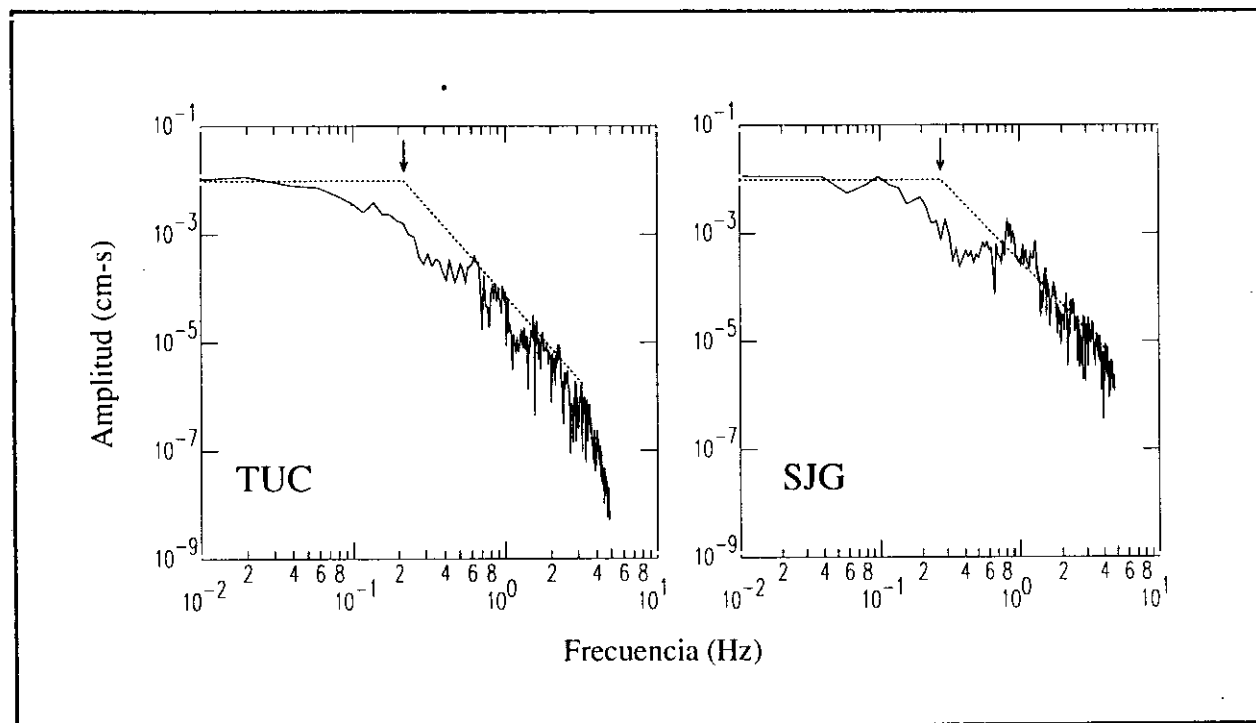


Figura 5.3.9.- Espectros de la amplitud del desplazamiento de la onda P, para el terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9). Otros ver Figura 5.3.5.

segundo plano nodal con buzamiento casi horizontal, está menos controlado y su orientación se encuentra dentro de los rangos de las desviaciones típicas obtenidas para este plano. El momento sísmico escalar obtenido a partir de la modelización (1.5×10^{19} Nm), del área bajo la forma de la onda P (1.4×10^{19} Nm), pP (1.3×10^{19} Nm), sP (0.9×10^{19} Nm) y espectros de ondas P (1.4×10^{19} Nm), pP (1.1×10^{19} Nm) y sP (1.0×10^{19} Nm) son del mismo orden. Mientras que el momento sísmico escalar obtenido a partir de los espectros de la onda S (2.4×10^{19} Nm) es igual al calculado por el CMT (2.5×10^{19} Nm). Estos resultados permite considerar que el momento sísmico escalar del terremoto del 10 de enero se encuentra entre $1-2.5 \times 10^{19}$ Nm. La profundidad del foco ha sido ajustada en 607 km a partir de la modelización, siendo mayor en 4 km al obtenido por el CMT (603 km). El valor medio del radio de fractura permitió estimar un área total de ruptura de 760 km^2 .

Tabla 5.3.7

Parámetros del mecanismo focal del terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9). Otros ver Tabla 5.3.4.

Método	Orientación planos nodales			Prof. km	M_0 $\times 10^{19}$ Nm	r. km
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad Onda P	A: 236 \pm 22 B: 84 \pm 13	20 \pm 14 72 \pm 8	-116 \pm 58 -81 \pm 33			
Modelización	A: 229 B: 88	22 72	-126 -76	607	1.5	
Análisis Espectral			Onda P		1.4 \pm 0.4	15.0 \pm 1.8
			Onda S		2.4 \pm 1.5	12.2 \pm 2.5
			Onda pP		1.1 \pm 0.3	17.2 \pm 1.6
			Onda sP		1.0 \pm 0.5	17.8 \pm 0.9
Formas de Onda Deconvolución			Onda P		1.4 \pm 0.2	
			Onda pP		1.3 \pm 0.3	
			Onda sP		0.9 \pm 0.6	
C.M.T.	A: 253 B: 99	15 76	-115 -83	603	2.5	

CAPITULO 6

INTERPRETACION

6.1.- Introducción.

A partir de los resultados obtenidos para los mecanismos focales en el capítulo 5, se pretende realizar una interpretación sismotectónica. Para ello se realiza un análisis detallado de las características de los mecanismos focales y de su distribución en función de la profundidad del foco de los terremotos (superficiales, intermedios y profundos). Las funciones temporales de la fuente sísmica obtenidas a partir de la modelización de ondas de volumen, permitirán evaluar los diferentes procesos de ruptura de los terremotos. El momento sísmico escalar y las dimensiones de la ruptura son discutidas y comparadas con los obtenidos para otros terremotos ocurridos en Sudamérica y en otras regiones con similares procesos sísmicos. Las orientaciones de los ejes P y T obtenidos a partir de los mecanismos focales son utilizadas para evaluar el estado actual de los esfuerzos a diferentes niveles de profundidad de acuerdo a las características de la sismicidad que se produce en Perú y que fue discutida en el capítulo 4.

Existen diversos trabajos de Perú, orientados a evaluar el estado actual de los esfuerzos generados por la convergencia de placas utilizando información sísmica registrada por la antigua red mundial WWSSN (registros analógicos) a partir de terremotos con diferentes rangos de magnitud (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Suarez et al, 1983; Chinn y Isacks, 1983; Assumpcao, 1992) y datos geológicos obtenidos de la evaluación de las principales fallas del Cuaternario distribuidas en el

continente (Sebrier et al, 1985, 1988; Cabrera et al, 1987; Bonnot et al, 1988; Bellier et al, 1989). Los principales resultados obtenidos por estos autores no representan una base de datos homogénea para evaluar la distribución de los esfuerzos, pero han permitido obtener diversas interpretaciones sobre las deformaciones generadas por la convergencia de placas. La base de datos sísmicos utilizado en este trabajo, ha permitido determinar la dirección de la máxima deformación y su profundidad debido al uso de datos de buena calidad (registros digitales de banda ancha). Así mismo, esta información ha permitido evaluar los diferentes procesos de ruptura y su relación con las principales fuentes generadoras de terremotos con foco a diferentes profundidades. Por otro lado, ha sido posible identificar las zonas de mayor deformación superficial y determinar el estado actual de los esfuerzos, así como configurar la geometría de la subducción de la placa oceánica bajo la continental a mayores niveles de profundidad.

6.2.- Geometría de la subducción.

A partir del análisis de la sismicidad regional y telesísmica, muchos autores han propuesto que la subducción de la placa oceánica en el borde Oeste de Sudamérica, se realiza con una geometría compleja donde varios segmentos de la placa subducen con diferentes ángulos (Barazagui y Isacks, 1976, 1979; Hasegawa y Sacks, 1981; Cahill y Isacks, 1992). En la región Norte y Centro de Perú (Figura 6.1a), la placa oceánica subduce con un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente, según se ha visto en el capítulo 4 y a partir de esta profundidad la placa sufre un fuerte cambio en su buzamiento, siendo prácticamente horizontal por debajo de la Cordillera Andina hasta una distancia de 700 km a partir de la línea de fosa (Hasegawa y Sacks, 1981; Jordan et al 1983; Bevis y Sacks, 1984; Grange et al, 1984; Suarez et al, 1990; Cahill y Isacks, 1992). Similar geometría se observa en la región central de México, Chile y Argentina (Smalley y Isacks, 1987; Pardo y Suarez, 1991). En las regiones de subducción horizontal, no existen evidencias de vulcanismo cuaternario (Barazangi y Isacks, 1976; Pilger, 1981; Jordan et al, 1983; Sacks, 1983) y están separadas por regiones de subducción con pendiente continua (Sur del Perú y Norte de Chile). Así mismo, resultados recientes han mostrado que la placa oceánica

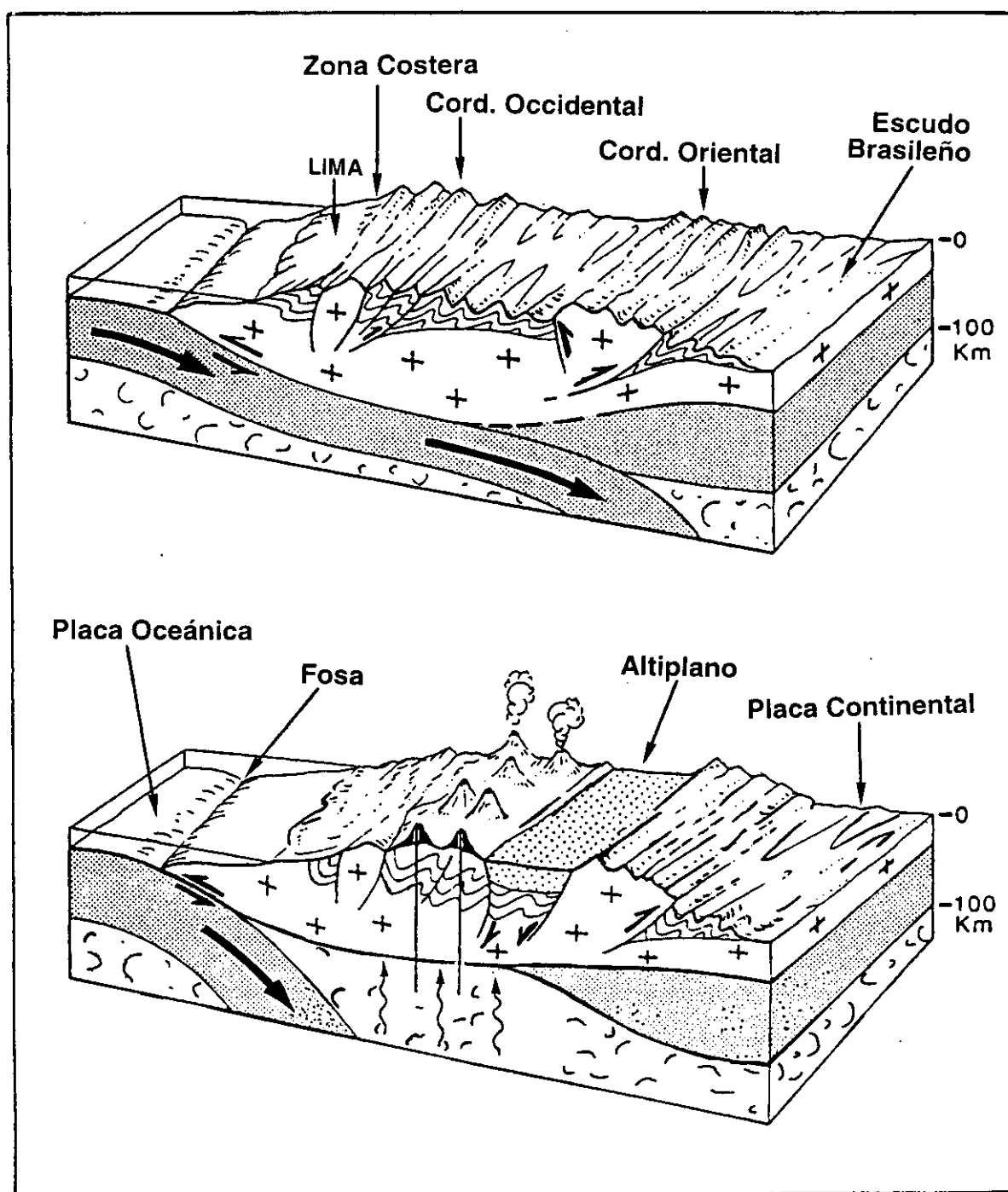


Figura 6.1.- Esquema que muestra la geometría de la subducción de la placa oceánica bajo la continental. a.) Subducción horizontal en la región norte y centro de Perú y b) subducción con ángulo de inclinación constante en la región sur. La subducción de tipo horizontal se caracteriza por la ausencia de vulcanismo activo. Así mismo, obsérvese la deformación producida por el cabalgamiento de la Cordillera Andina sobre el escudo brasileño (Mattauer, 1989).

que subduce en la región central de Perú, alcanza espesores del orden de 65 km y esta compuesta en su interior por una capa de peridotitas de 36 km de espesor y velocidades altas para la onda P ($V_p=8.6$ km/s) (Norabuena et al, 1994).

Para la región Sur de Perú (Figura 6.1b), la geometría de la subducción ha sido bien documentada a partir de datos sísmicos regionales (Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987) y telesísmicos (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1992). En esta región, la sismicidad se distribuye de manera continua con un ángulo de 30° hasta una profundidad de 300 km aproximadamente. Las regiones Norte y Sur de México (Pardo y Suarez, 1995), Norte y Sur de Chile (Comte y Suarez, 1994) presentan similares características. El cambio en el buzamiento de la placa de Norte-Centro a Sur, se realiza mediante la contorsión de la placa oceánica sobre una distancia de 50 km aproximadamente (Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Cahill y Isacks, 1992). En las regiones de subducción con pendiente continua, la cadena andina presenta vulcanismo cuaternario muy activo (Barazangi y Isacks, 1976; Pilger, 1981).

La continuidad de la placa oceánica en el proceso de subducción, a distancias mayores a 700 km desde la línea de fosa, es interrumpida por una zona asísmica localizada entre 200-300 a 550 km de profundidad y puesta en evidencia por la distribución de los hipocentros. A partir de 550 km de profundidad, nuevamente la sismicidad es continua hasta 650 km aproximadamente, la misma que es asociada a la existencia de un trozo de placa oceánica que flota en el manto y que es suficientemente fría como para generar terremotos. Por lo tanto, cualquier tipo de deformación debe producirse en este trozo de placa en respuesta al estado de esfuerzos que controla su deslizamiento relativo por gravedad (Isacks y Molnar, 1971; Fukao, 1972; Barazangi y Isacks, 1976).

6.3.- Mecanismos focales y estado de esfuerzos.

6.3.1 Resultados previos.

Existen trabajos de diversos autores sobre mecanismo focal de terremotos en Perú. Los primeros trabajos sobre el tema fueron realizados por Abe (1972), Stauder (1975), Dewey y Spence (1979), Chinn y Isacks (1983), Suarez et al (1983), Doser (1987) y Tavera (1995) para terremotos superficiales; Stauder (1975), Isacks y Molnar (1971), Petersen (1976), Pennington (1981) y Tavera (1995) para intermedios y Chandra (1970), Stauder (1975), Isacks y Molnar (1971) y Fukao (1972) para profundos. Estos mecanismos focales, fueron obtenidos a partir de la distribución de la polaridad de la primera llegada de la onda P y polarización de ondas S. Unicamente, Suarez et al (1983) y Chinn y Isacks (1983) realizaron la modelización de registros de periodo largo (red WWSSN) para terremotos ocurridos en la zona Subandina de Perú, Ecuador y Colombia. Así mismo, Tavera (1995) obtuvo el mecanismo focal para un terremoto con foco superficial y otro intermedio a partir de la polaridad de la onda P y modelización de registros de banda ancha. En la Figura 6.2 y Tabla 6.1 se muestra los mecanismos focales obtenidos por estos autores para terremotos con foco a profundidad superficial (Figura 6.2a) e intermedia y profundo (Figura 6.2b).

En la Figura 6.2a, se observa que los terremotos con foco superficial se distribuyen en dos zonas: una en el mar entre la fosa y la línea de costa y la otra en la zona Subandina paralela a la Cordillera Andina. Los resultados muestran que los terremotos superficiales con hipocentro en el mar corresponden a movimientos de falla inversa y son interpretados como terremotos que se producen en el límite de las placas oceánica y continental. Estos terremotos presentan mecanismos focales con el eje de compresión orientado en dirección E-W aproximadamente (Stauder, 1975; Chinn y Isacks, 1983). Solo en tres casos se ha observado mecanismos de falla normal, el más importante corresponde al terremoto del 31 de Mayo de 1970 ($M_s=7.8$) y cuya naturaleza compleja fue ampliamente descrita por Dewey y Spence (1979) y Beck y Ruff (1989). Los terremotos con mecanismo focal de tipo normal, estarían ligados a la deformación interna de la placa oceánica (Stauder, 1975; Chinn y Isacks, 1983). Los

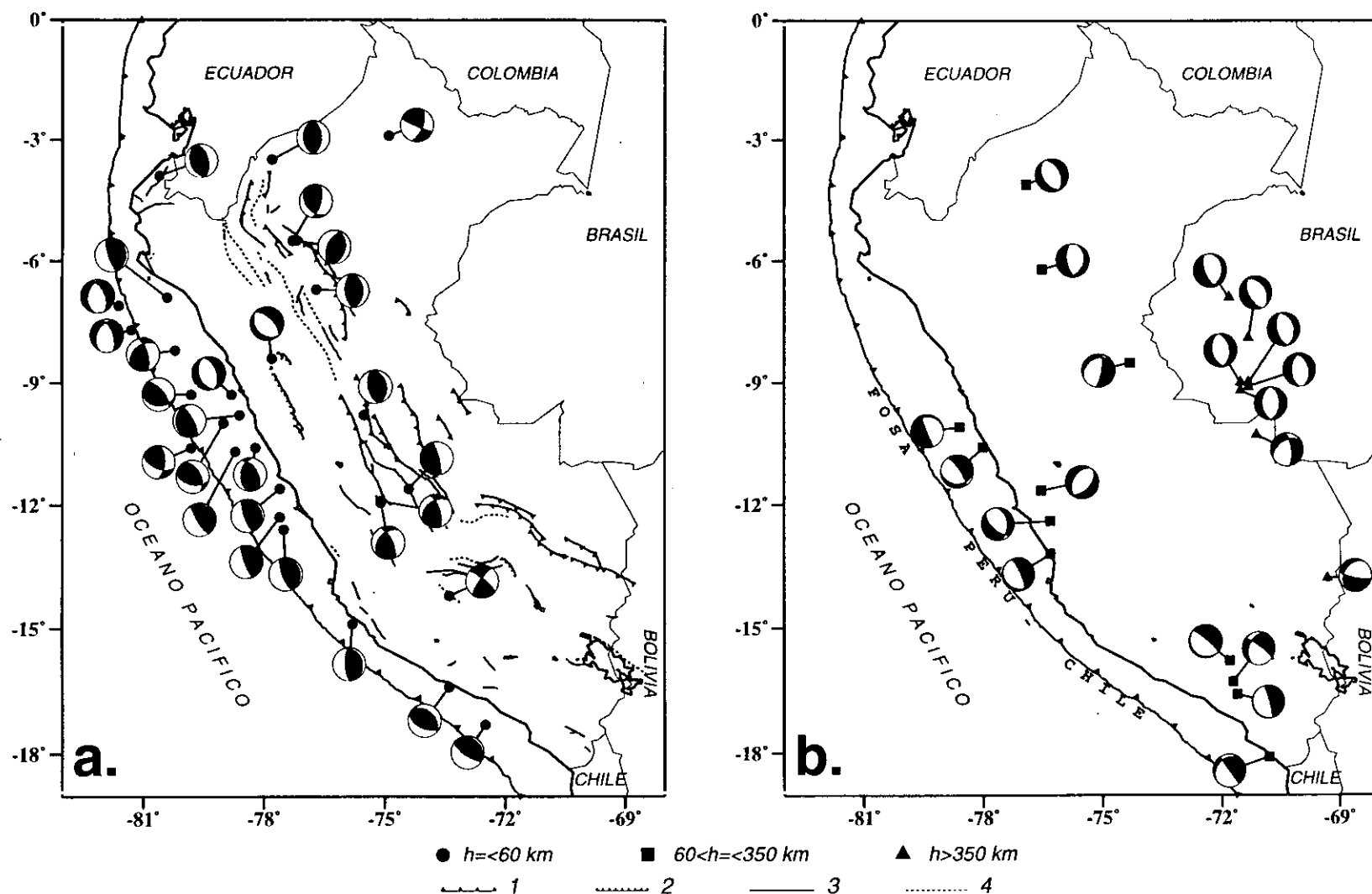


Figura 6.2.- Mecanismos focales obtenidos por diversos autores para el área de estudio. a). Terremotos con foco superficial y b). Terremotos con foco intermedio y profundo. Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. La zona negra corresponde al cuadrante de las compresiones y la blanca a las dilataciones. Las referencias se indica en la Tabla 6.1. Los círculos, cuadrados y triángulos indican la profundidad del foco. Los principales tipos de falla corresponden a: 1= falla inversa, 2= falla normal, 3= falla inactiva y 4= posible falla (Sebrier et al, 1985).

Tabla 6.1

Parámetros del mecanismo focal de los terremotos utilizados en este estudio.

Θ es el ángulo que forma el eje con la vertical y Φ con el norte.

Referencias: (1) Stauder y Bollinger (1966), (2) Isacks y Molnar (1971), (3) Wagner (1972), (4) Stauder (1973), (5) Stauder (1975), (6) Petersen (1976), (7) Dewey y Spence (1979), (8) Suarez et al (1983), (9) Doser (1987), (10) Beck y Ruff (1989), (11) Tavera (1995).

Fecha dd mm aa	Lat-S. (°)	Lon-W (°)	h (km)	mb	Eje P (Φ°) (Θ°)		Eje T (Φ°) (Θ°)		Referencias
24051940	-11.6	-77.5	20	8.0	250	60	70	30	(10)
10111946	-8.4	-77.8	15	6.5	225	15	45	75	(9)
18041962	-10.0	-79.0	39	6.7	37	89	307	25	(1)
13041963	-6.2	76.5	125	7.0	49	21	271	74	(1)
15081963	-13.8	-69.3	543	8.0	41	40	169	63	(1)
29081963	-7.1	-81.6	23	6.5	212	18	79	77	(5)
17091963	-10.6	-78.2	60	6.7	76	85	180	21	(3)
24091963	-10.6	-78.0	80	7.0	261	34	39	63	(5)
03111963	-3.5	-77.8	18	6.7	90	85	270	5	(8)
09111963	-9.0	-71.5	600	7.0	12	2	261	89	(3)
10111963	-9.2	-71.5	600	6.7	333	3	91	89	(3)
26011964	-16.3	-71.7	119	6.1	181	47	64	64	(2)
02111964	-4.1	-76.9	91	6.0	298	5	60	87	(2)
28111964	-7.9	-71.3	650	6.0	93	8	240	83	(2)
30071965	-18.1	-70.8	72	6.1	211	49	78	51	(4)
03081965	-7.7	-81.3	49	5.8	201	27	90	79	(5)
03111965	-9.1	-71.3	593	6.2	143	9	263	85	(3)
30121965	-16.6	-71.6	112	5.8	257	39	70	52	(2)
01051966	-8.5	-74.3	165	5.8	251	36	117	63	(3)
07061966	-14.9	-75.8	48	5.7	262	63	104	29	(5)
17101966	-10.7	-78.7	38	6.3	236	57	64	33	(3)
09021967	-2.9	-74.9	58	6.3	243	75	340	66	(3)
15021967	-9.0	-71.3	597	6.2	77	10	257	80	(3)
03091967	-10.6	-79.8	38	6.7	57	88	325	41	(3)
11101967	-10.3	-71.1	590	5.8	218	39	111	77	(6)
19061968	-5.5	-77.2	20	6.1	284	79	150	17	(8)
20061968	-5.5	-77.3	33	5.8	82	78	330	30	(8)
30071968	-6.9	-80.4	37	5.8	254	60	72	30	(3)
28091968	-13.2	-76.3	70	6.4	256	33	59	58	(3)

Tabla 6.1

Continuación.

Fecha dd mm aa	Lat-S. (°)	Lon-W (°)	h (km)	mb	Eje P (Φ°) (Θ°)		Eje T (Φ°) (Θ°)		Referencias
31101968	-16.4	-73.4	47	5.7	214	84	336	12	(5)
04021969	-8.2	-80.2	16	5.9	101	75	210	40	(3)
19071969	-17.3	-72.5	54	5.9	217	63	30	27	(5)
24071969	-11.9	-75.1	1	5.9	99	75	206	42	(5)
01101969	-11.9	-75.1	4	5.9	91	75	198	42	(5)
14021970	-9.8	-75.5	28	5.8	260	81	80	9	(8)
31051970	-9.3	-78.8	43	6.6	250	5	70	85	(5)
02061970	-9.3	-79.8	49	5.7	33	73	267	27	(5)
04061970	-9.8	-78.6	57	5.8	70	62	223	31	(5)
17061970	-15.8	-71.8	91	5.9	219	35	41	55	(5)
02061970	-10.1	-78.6	62	5.8	79	42	239	50	(5)
10121970	-3.9	-80.6	32	6.3	73	80	253	10	(8)
15101971	-14.2	-73.4	8	5.7	264	89	174	72	(8)
12011972	-6.9	-71.8	580	6.0	43	20	259	74	(5)
20031972	-6.7	-76.7	38	6.1	262	70	76	20	(5)
05011974	-12.4	-76.3	93	6.3	352	23	240	80	(7)
03101974	-12.3	-77.6	10	6.6	250	62	70	28	(10)
09111974	-12.6	-77.5	20	6.0	250	62	70	28	(10)
15051976	-11.6	-74.4	18	5.9	75	55	255	35	(8)
18041993	-11.6	-76.5	106	6.0	14	8	128	87	(11)

terremotos en esta zona se distribuyen de Norte a Sur de manera continua, existiendo un número mayor en las regiones Norte y Centro de Perú.

Los terremotos con foco a profundidad superficial ocurridos en el interior del continente, también presentan mecanismos focales de falla inversa e indican un patrón compresivo promedio en dirección E-W, perpendicular a la dirección de la Cordillera Andina (Figura 6.2a). Estos terremotos, generalmente están asociados a los sistemas de fallas activas distribuidas a lo largo de la zona Subandina de Norte a Sur. De estos terremotos, el único con mecanismo focal de falla normal, es el ocurrido el 10 de Noviembre de 1946 ($M_s=7.0$) en los altos Andes (Doser, 1987). Así mismo, se observa la presencia de dos terremotos cuyos mecanismos focales presentan una componente grande de desgarre. Uno de estos terremotos se localiza en la zona Norte de la selva peruana y su origen es incierto debido a la ausencia de actividad sísmica de magnitud elevada en esta región (Suarez et al, 1983). El segundo terremoto se localiza en la región Sur y su origen es asociado a la deformación superficial generada por el cambio en la orientación de la Cordillera Andina (Suarez et al, 1983; Chin y Isacks, 1983). Estos mecanismos focales están asociados a terremotos que se localizan principalmente en las regiones Norte y Centro de Perú hasta 15°S aproximadamente.

Existe un número escaso de soluciones de mecanismo focal para terremotos con foco a profundidad intermedia, pero en general muestran un patrón extensivo en dirección E-W paralelo a la dirección del proceso de subducción (Figura 6.2b). Los mecanismos focales corresponden a terremotos que se localizan cerca de la línea de costa en la región central de Perú (5 terremotos) y en la zona Subandina Norte y Centro paralelos a la Cordillera Andina (3 terremotos). Otro grupo se localiza en la región Sur de Perú formado por 4 terremotos. Estos grupos muestran en cierto modo las zonas de mayor deformación a profundidad intermedia. El análisis de los mecanismos focales de terremotos profundos, muestran que los terremotos que ocurren en el borde fronterizo entre Perú-Brasil presentan ejes de tensión orientados en dirección E-W; mientras que en el límite con Bolivia, el único mecanismo existente muestra extensión en dirección N-S (Figura 6.2b). Estas características sugieren que los terremotos ocurren dentro de un trozo de placa oceánica que desciende hacia el manto en respuesta al estado de esfuerzos

generados por gravedad (Isacks y Molnar, 1971), siendo la dirección de la máxima extensión asociada al tipo de subducción predominante en cada región.

Para este análisis no se ha considerado las soluciones obtenidas rutinariamente por el CMT para los mecanismos focales de terremotos ocurridos en Perú, a fin de utilizar únicamente información sobre terremotos de magnitud elevada y cuyo estudio ha sido realizado de manera detallada por diversos autores.

6.3.2.- Resultados obtenidos en este estudio.

En este trabajo se han obtenido 19 mecanismos focales para terremotos ocurridos en Perú entre 1990-1996 ($m_b \geq 5.8$). En la Figura 6.3, se muestra la distribución epicentral de estos terremotos y sus respectivos mecanismos focales cuyo tamaño de la esfera focal esta en función del momento sísmico escalar liberado por cada terremoto. Los terremotos han sido clasificados en función de la profundidad de su foco en terremotos superficiales, intermedios y profundos

Para los terremotos con foco a profundidad superficial localizados entre la fosa y la línea de costa (Figura 6.3.a), los mecanismos focales corresponden a fallas inversas con planos nodales orientados en dirección N-S (sismos 17 y 19). Estos sismos se caracterizan por presentar uno de los planos nodales próximo a la vertical (plano con buzamiento hacia el Oeste) y otro cerca de la horizontal (plano que buza hacia el Este), siendo típicos de la zona de subducción de tipo horizontal a lo largo de la costa central de Perú y cuyo plano de falla con buzamiento hacia el Este está asociado a la deformación superficial en el contacto de placas (Beck y Ruff, 1989; Langer y Spence, 1995). Así mismo, a lo largo de todo el borde Oeste de Sudamérica han ocurrido terremotos con similares características y siempre han sido asociados a los procesos de subducción a niveles de profundidad menores a 25 km (Lonmitz, 1971; Comte y Suarez, 1995; Delouis et al, 1996). Las profundidades estimadas para estos dos terremotos son de 9 y 18 km compatibles con la distribución de la sismicidad discutida en el capítulo 4. El sismo 1, presenta planos nodales orientados en dirección NW-SE buzando uno de los

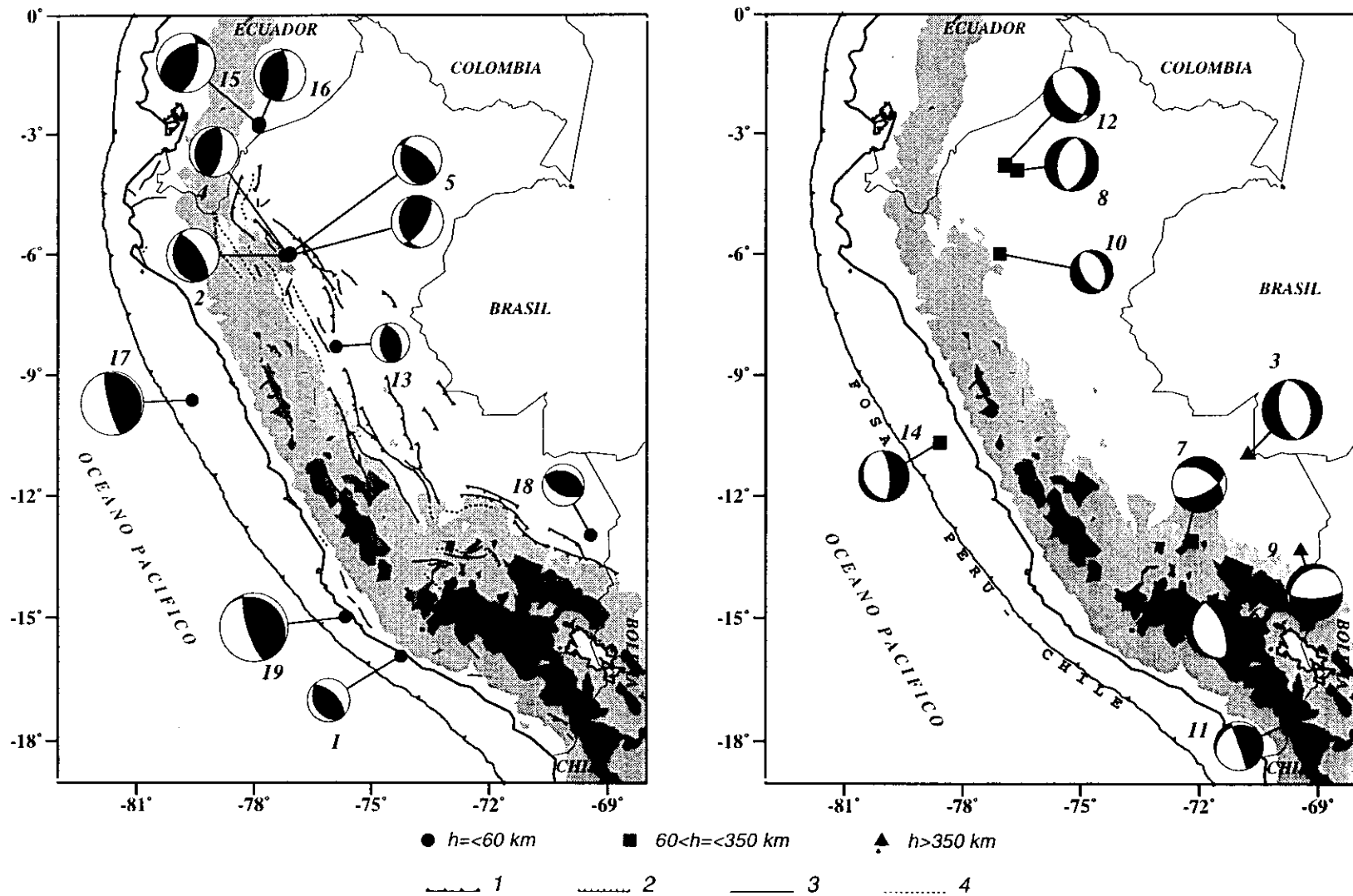


Figura 6.3.- Mecanismos focales obtenidos para los terremotos analizados en este estudio. Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. El cuadrante en negro corresponde a compresión y el blanco a dilatación. Los símbolos en negro representan la profundidad del foco. Otros ver Figura 6.2.

planos 59° hacia el NE y el otro 31° al SW, contrario a los sismos 17 y 19. Este tipo de mecanismo focal y su profundidad para el foco (45 km), es compatible con la distribución de la sismicidad en función de la profundidad en la región Sur del Perú. Estos resultados muestran que los terremotos que se producen entre la fosa y la línea de costa presentan mecanismos focales con similares características y con incremento en sus profundidades de Oeste a Este. Así mismo, es de esperarse que los terremotos que ocurren en la región Sur de Perú, presenten profundidades mayores a los terremotos localizados en la región Norte y Centro debido a los diferentes procesos de subducción que se producen en estas tres regiones y que fueron discutidos en el capítulo 4.

Los terremotos con foco a profundidad superficial localizados en el interior del continente (Figura 6.3.a) presentan mecanismos focales de fallas inversas y se distribuyen a lo largo de la zona Subandina (región oriental de la Cordillera Andina), siendo mayor el número de sismos localizados en la región Norte de Perú. Los sismos 15 y 16 se localizan en la zona limítrofe entre Perú-Ecuador y presentan planos nodales orientados en dirección NE-SW para el sismo 15 y en dirección N-S para el sismo 16. Ambas orientaciones son prácticamente paralelas a la orientación de la Cordillera Andina en esta región. Las profundidades de estos terremotos son de 21 y 17 km respectivamente. Los terremotos 2, 4 y 5 se localizan sobre la Latitud de 6°S (zona de Moyobamba) y presentan planos nodales orientados en dirección NNW-SSE (sismo 2) y N-S para el sismo 4. Las profundidades de estos terremotos han sido estimadas en 23 y 21 km respectivamente. El sismo 5 corresponde a un terremoto múltiple formado por dos eventos con mecanismos focales de falla inversa y ejes de presión orientados en dirección NE-SW y E-W. La profundidad de cada evento es de 16 y 23 km respectivamente. El sismo 13 se localiza en la región central de Perú y presenta planos nodales orientados en dirección N-S paralelos a la Cordillera Andina y una profundidad para su foco de 32 km. Finalmente, el sismo 18 se localiza en la región Sur y presenta planos nodales orientados en dirección NW-SE coincidente con la orientación de la Cordillera y con una profundidad de 31 km. En general, la zona Subandina se caracteriza por la presencia de plegamientos y fallas inversas con planos de falla orientados en dirección paralela a la Cordillera Andina y con buzamiento hacia el Oeste (Dalmayrac, 1980; Sebrier et al, 1985). Los resultados obtenidos en este estudio

muestran que los terremotos que ocurren en la zona Subandina presentan planos nodales paralelos a la orientación de la Cordillera y a los principales sistemas de fallas reconocidas en cada región. Los planos nodales con buzamiento hacia el Oeste (plano de falla) presentan ángulos del orden de 33° , menor a los calculados para otros terremotos ocurridos en la misma zona (Suarez et al, 1983; Chinn y Isacks, 1983). Así mismo, se observa un aumento gradual de la profundidad de los focos de Norte a Sur, lo que sugiere que los terremotos son debidos a diferentes regímenes de deformación. Por otro lado, se puede considerar que la zona Subandina de la región Norte es sísmicamente más activa que las otras dos regiones, debido a que en 6 años se han producido 5 terremotos con magnitudes $m_b \geq 6.0$ y en la región Centro y Sur solamente uno por región y con magnitudes $m_b < 6.0$.

Los terremotos con foco a profundidad intermedia (Figura 6.3b), se distribuyen de Norte a Sur en el interior del continente a excepción del sismo 14 que se localiza en el mar y próximo a la línea de costa. Estos terremotos presentan mecanismos focales de tipo normal con ejes de tensión horizontal orientados en dirección E-W (sismos 8 y 14) y ENE-WSW (sismos 6, 10 y 12). Solo el sismo 11 presenta eje de tensión buzando unos 50° en dirección Oeste. Los sismos localizados en la región Norte (sismos 8, 10 y 12) presentan profundidades de 106, 107 y 110 km respectivamente coincidiendo con la distribución de la sismicidad en esta región, según se ha visto en el capítulo 4. El sismo 14 localizado en el mar frente a la línea de costa presenta su foco a una profundidad de 71 km, siendo la orientación de su mecanismo focal coherente con los calculados para otros terremotos ocurridos en la misma zona y a profundidades entre 60-100 km (Dewey y Spence, 1979). Los sismos 6 y 11 se localizan en la región Sur y presentan profundidades de 121 y 152 km de acuerdo con la distribución de la sismicidad en esta región (capítulo 4). La excepción a esta distribución de ejes de tensión, es el sismo 7 que presenta el eje T horizontal orientado en dirección N-S; sin embargo, la orientación del eje de presión (P) es similar al resto de terremotos con foco a profundidad intermedia. El sismo 7, es el único de magnitud elevada ocurrido a la fecha en esta zona y de la cual se dispone de información y se conoce su mecanismo focal. Los resultados obtenidos en este estudio permiten sugerir que el giro en la orientación del eje T, de E-W como patrón general a N-S para el sismo 7, podría estar asociado a los procesos extensivos

generados por la contorsión de la placa oceánica al pasar de una subducción de tipo horizontal con profundidades de 100-120 km (región Norte-Centro) a una subducción con ángulo de inclinación de 30° constante hasta profundidades de 300 km (región Sur).

En general, los resultados obtenidos para los terremotos con foco a profundidad intermedia coinciden con los observados en otras regiones con similares procesos en el borde Oeste de América, así por ejemplo en México (Pardo y Suarez, 1995), Chile y Argentina (Comte y Suarez, 1995; Araujo y Suarez, 1996).

Los terremotos con foco profundo, presentan mecanismos focales de tipo normal con diferente orientación para el eje de tensión (Figura 6.3b). El sismo 3, localizado en el borde Perú-Brasil presenta el eje de tensión horizontal orientado en dirección E-W coherente con los mecanismos focales calculados para terremotos anteriores ocurridos en la misma región (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975). Contrariamente, el terremoto localizado en el borde Perú-Bolivia (sismo 9) presenta eje de tensión orientado en dirección N-S pero con un ángulo de 67° con la vertical, similar a los terremotos ocurridos en el 13 de Agosto de 1963 (Chandra, 1970) y 9 de Junio de 1994 (Kikuchi y Kanamori, 1994) en la misma zona. La naturaleza de los terremotos con foco profundo desde el punto de vista sismológico y físico ha sido largamente debatido por diversos autores (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Pilger, 1981; Cahill y Isacks, 1992). La generación de terremotos de magnitud elevada en este rango de profundidad, puede ser interpretada en términos de un trozo de corteza oceánica que flota en el manto y que está suficientemente fría para ser capaz de producir terremotos.

La distribución y orientación de los ejes de tensión y presión proporciona información sobre las áreas de mayor deformación y la dirección en la cual se realiza; sin embargo, no permiten conocer las características ni la duración de los procesos que generan la deformación. Estas características pueden ser analizadas y evaluadas a partir de la función temporal de fuente sísmica de los terremotos.

6.4.- Características de la función temporal de la fuente sísmica.

Muchos autores han mostrado que la función temporal de la fuente sísmica obtenida a partir de la modelización de ondas de volumen, es una representación fiel del carácter simple o complejo de los procesos de ruptura de los terremotos; es decir, la función temporal de la fuente sísmica está formada por una serie de uno, dos o más pulsos que representan a la heterogeneidad de los procesos físicos que tienen lugar en el foco (Deschamps et al, 1982; Beck y Ruff, 1984; Bezzeghoud et al, 1986). Dos modelos de ruptura han sido propuestos a fin de buscar explicar estas heterogeneidades: el modelo de barreras (Das y Aki, 1977) y el modelo de asperezas (Kanamori y Stewart, 1978). En el modelo de barreras los terremotos están producidos por la fractura de muchas áreas que están separadas por otras que permanecen irrompibles después del terremoto denominadas "barreras" y el terremoto estaría formado por la superposición de muchos eventos. Si la separación entre las fracturas es grande, entonces el modelo explicaría los diferentes pulsos observados en la función temporal de la fuente sísmica. Este modelo ha sido frecuentemente utilizado para explicar los procesos de ruptura de terremotos continentales (Aki, 1979; Aki, 1984; Fuenzalida et al, 1997). Contrariamente, el modelo de asperezas considera que el terremoto se produce por la ruptura de áreas con un gran contenido de esfuerzos, las mismas que estarían rodeadas por otras libre de esfuerzos. La ruptura aleatoria de cada aspereza daría forma a los diferentes pulsos de la función temporal de la fuente sísmica, las mismas que tendrían una duración similar al diámetro de la aspereza (Kanamori y Stewart, 1978). Si las asperezas se fracturan con periodos de tiempo muy cortos, entonces producirían formas simples para la función temporal de la fuente sísmica y su duración va depender del tiempo requerido para que se fracturen todas las asperezas. Este modelo es frecuentemente aplicado para interpretar los procesos de ruptura de terremotos en zonas de subducción (Kanamori y Stewart, 1978; Ruff, 1983; Aki, 1984; Beck y Ruff, 1984; Delouis et al, 1996).

En la Figura 6.4 se presenta las funciones temporales de la fuente sísmica obtenidas en este estudio para terremotos con foco a profundidad superficial (áreas en negro), intermedia (áreas punteadas) y profunda (áreas en blanco). Para terremotos con

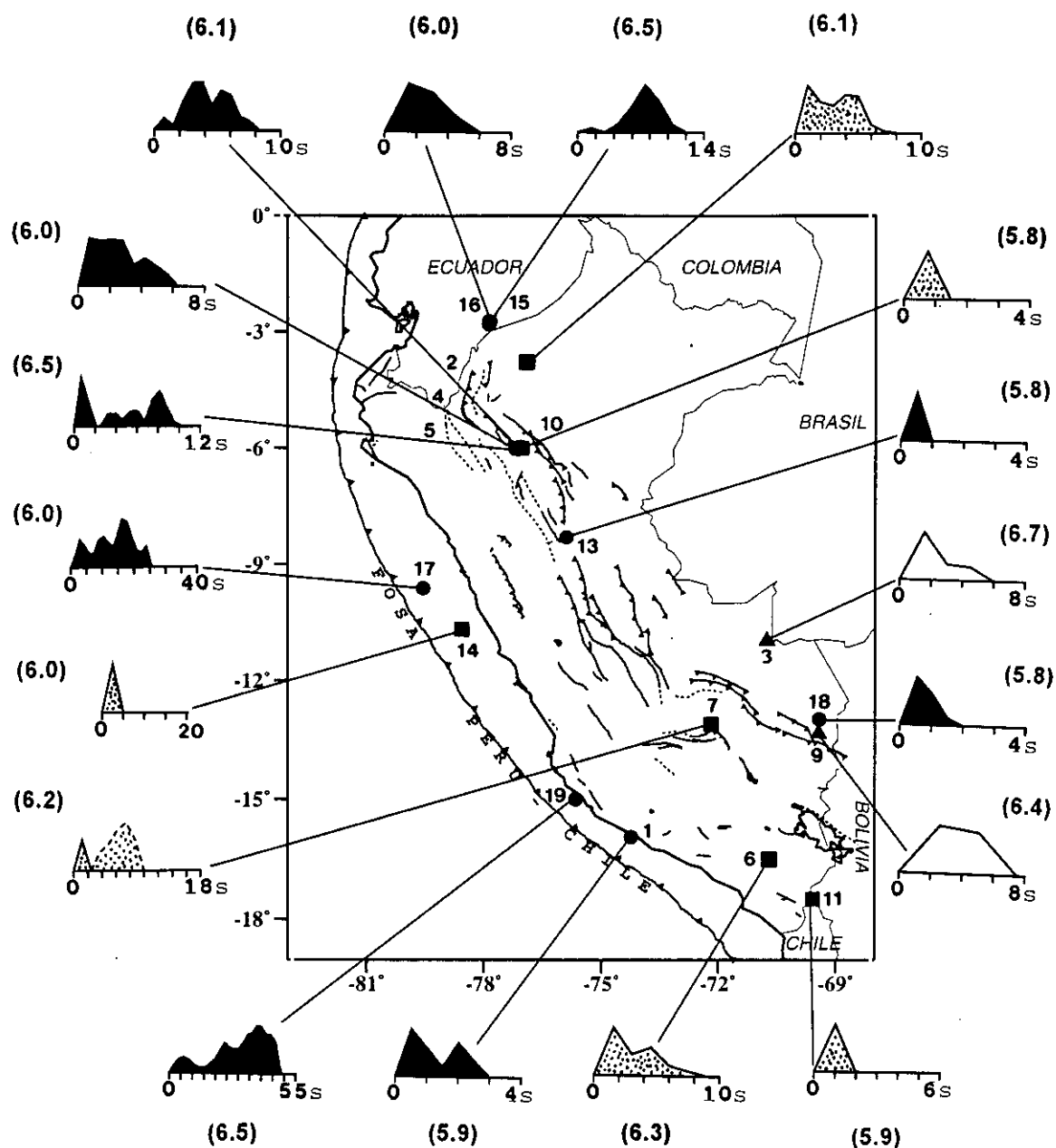


Figura 6.4.- Distribución de las funciones temporales de la fuente sísmica obtenidas para los terremotos analizados en el presente estudio. Las áreas en negro corresponden a terremotos con foco a profundidad superficial, las áreas punteadas a terremotos con foco intermedio y las áreas en blanco a terremotos con foco profundo. La magnitud (mb) de cada terremoto está indicada entre paréntesis.

foco a profundidad superficial (áreas en negro), la función temporal de la fuente sísmica puede ser clasificada en dos grupos: el primero de ellos corresponde a fuentes simples caracterizadas por su corta duración (menor a 3 segundos) y que en general corresponden a sismos de magnitud inferior a 6.0 mb. Estos terremotos estarían asociados a un solo punto de fractura o de liberación de energía (sismos 13 y 18). El sismo 1 presenta una fuente sísmica formada por dos triángulos asociados a dos posibles puntos de liberación de energía. Debido a la magnitud moderada del terremoto ($m_b=5.9$), se considera que únicamente el primer triángulo corresponde al proceso de ruptura del sismo 1, siendo el segundo triángulo considerado como un efecto del ruido observado en los registros utilizados en la modelización. Por lo tanto, el sismo 1 también está considerado dentro del primer grupo. El segundo grupo está formado por terremotos con magnitudes $m_b \geq 6.0$ y presentan funciones complejas de mayor duración. En este grupo se encuentran los sismos 17 y 19 ocurridos en el mar entre la fosa y la línea de costa y los sismos 2, 4, 5, 15 y 16 localizados en el interior del continente. Para los sismos 17 y 19 la función fuente presenta una serie de cuatro y tres pulsos de diferente tamaño y muestran la ocurrencia de un proceso de ruptura muy heterogéneo. Estas características para las funciones temporales de la fuente sísmica, pueden ser interpretadas como pequeñas fracturas asociadas a sismos de magnitud menor que anteceden a uno de mayor tamaño y de magnitud mayor denominado sismo principal. Otra característica de estas funciones fuente, es que el sismo 17 muestra una serie de cuatro pulsos con duraciones bien marcadas lo que indicaría una rápida propagación de la ruptura con diferencias de tiempo relativamente grandes. Contrariamente, para el sismo 19 la función fuente presenta en su inicio formas suaves y que sugieren una posible resistencia a la propagación de la ruptura. Así mismo, estas funciones temporales de la fuente sísmica se caracterizan por su gran duración.

Los sismos 2, 4, 5, 15 y 16 (localizados en el continente) presentan magnitudes igual o superior a 6 mb; sin embargo, la función temporal de la fuente sísmica es menos compleja que los sismos 17 y 19 (zona de subducción). La función fuente del sismo 2, presenta tres puntos de fractura bien marcados y una duración total de 8 segundos, mucho menor en comparación con los sismos 17 y 19 de similares características. Las funciones fuente de los sismos 15 y 2, muestran que ambos procesos de ruptura fueron

antecedidos por una fractura de corta duración y de magnitud menor. El sismo 4 presenta una función fuente compuesta por dos etapas de liberación de energía y en este caso la última de menor duración. Para el sismo 5 la función temporal de la fuente sísmica es más compleja y describe dos procesos de ruptura asociados a diferentes eventos. El primer evento tiene una función fuente compuesta por un pulso simple y el segundo por tres pulsos siendo los dos primeros de menor duración. El sismo 16 está en este grupo debido a la duración de su proceso de ruptura, similar a los sismos 2 y 4. Estos resultados muestran que los terremotos con magnitudes $m_b \geq 6.0$ y localizados en el continente presentan funciones fuente menos complejas y de menor duración con relación a los terremotos ocurridos en el mar (sismos 17, 19). Así mismo, se observa que terremotos de similar magnitud (ejemplo sismos 15 y 19) presentan procesos de ruptura y duraciones diferentes si se producen en el mar o en el continente, los primeros asociados al contacto de las placas y los segundos a la deformación continental.

Para terremotos con foco a profundidad intermedia (áreas punteadas), las funciones temporales de la fuente sísmica pueden ser agrupadas en función de la magnitud de los sismos (Figura 6.4). Los sismos 10, 11, y 14 tienen magnitudes $m_b \leq 6.0$ y presentan funciones fuente simple asociados a un solo punto de fractura durante el terremoto. Los terremotos con magnitudes mayores a 6.0 (sismos 6 y 12) presentan funciones fuente que muestran la existencia de dos etapas de fractura de similar duración, lo que sugiere que en las zonas en donde se localizan estos terremotos el material que se rompe es más heterogéneo, lo que explicaría el alto índice de sismicidad observada en estas regiones (Figura 4.3). El sismo 7 de magnitud igual a 6.2 no está incluido en ninguno de los dos grupos anteriores, debido a que su función fuente muestra dos etapas de fractura asociadas a dos eventos con diferentes características y que fueron discutidas anteriormente. Se ha considerado que solo la segunda fuente es debida al proceso de ruptura del sismo 7, siendo esta función fuente simple y similar a las obtenidas para otros terremotos con foco a profundidad intermedia. En general, existe una relación entre la magnitud del terremoto y la función temporal de la fuente sísmica para terremotos con foco a profundidad intermedia, sismos de magnitud elevada ($m_b > 6.0$) presentan fuentes con dos puntos de fractura y mayor duración, contrariamente sismos de magnitud menor ($m_b \leq 6.0$) tienen fuentes simples de menor duración. Para

terremotos con foco profundo (áreas en blanco), las funciones temporales de la fuente sísmica son simples y sugieren la existencia de una sola etapa de fractura asociada al terremoto (sismos 3 y 9).

En general, los terremotos con foco superficial y con magnitudes elevadas ($m_b \geq 6.0$) presentan funciones temporales para la fuente sísmica muy complejas y casi siempre están acompañados de réplicas en respuesta a la heterogeneidad del material que se rompe. La complejidad es mayor si los sismos ocurren en la zona de subducción entre la fosa y la línea de costa. Estas características fueron observadas para otros terremotos ocurridos en Perú (Beck y Ruff, 1984), Chile (Delouis et al, 1996), Argelia (Deschamps et al, 1982) y El Cáucaso (Fuenzalida et al, 1997). Las funciones fuente simples y la ausencia de réplicas para terremotos con foco a profundidad intermedia y profunda, pueden ser debidas a la probable homogeneidad del material que se rompe. Similares resultados fueron obtenidos para terremotos ocurridos en la fosa Helénica (Taymaz et al, 1990). Por lo general, los terremotos con foco superficial y magnitud elevada ($m_b > 6.0$) generan fuentes complejas de mayor duración, mientras que los de magnitud menor fuentes simples de corta duración. Así mismo, terremotos con foco a profundidad superficial presentan fuentes más complejas con relación a los terremotos con foco a profundidad intermedia y profunda. Finalmente, las características de las fuentes sísmicas están directamente relacionadas con las dimensiones del área de fractura, funciones fuente de mayor duración sugieren áreas grandes de ruptura con relación a las funciones fuente de corta duración.

6.5.- Momento sísmico escalar y dimensiones de la fuente.

El momento sísmico escalar (M_0) para los 19 terremotos analizados en el presente estudio, han sido calculados a partir de la modelización y análisis espectral de ondas de volumen. Así mismo, a partir del análisis espectral se ha calculado las dimensiones de la fractura para un modelo de falla circular. A partir de estos valores y utilizando las relaciones establecidas por Kanamori y Anderson (1975) se puede evaluar la caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$) y el esfuerzo medio aparente ($\eta\bar{\sigma}$), según las ecuaciones

2.11 y 2.12 del capítulo 2. Debido a que el momento sísmico escalar calculado a partir de la modelización y análisis espectral de ondas internas para algunos terremotos no coinciden, se cree conveniente utilizar únicamente los valores obtenidos a partir del análisis espectral, a fin de homogeneizar los datos. Por lo tanto, los valores para el momento sísmico escalar (\overline{M}_0) y radio de fractura (\overline{r}) corresponderán a los valores promedio obtenidos del total de los espectros calculados para cada terremoto y que son presentados en el capítulo 9.

En la Figura 6.5a, se presenta los valores del logaritmo del momento sísmico escalar en función de la magnitud (M_s) para terremotos con foco a profundidad superficial analizados en el presente estudio (círculos negros) en comparación con los calculados por el CMT según Dziewonski et al, (1980-1995) para terremotos ocurridos en Sudamérica (círculos en blanco). En esta Figura se ha representado el esfuerzo medio aparente correspondiente las líneas de 0.1, 1, 10 y 100 MPa según la relación de Kanamori y Anderson (1975). Obsérvese que la mayoría de los terremotos con foco superficial analizados en el presente estudio, tienen valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.4 MPa y 7 MPa similar a otros terremotos ocurridos en Sudamérica. Se observa que cuatro sismos presentan valores para el esfuerzo medio aparente entre 1-10 MPa, mientras que los sismos 1 (7 de enero de 1990, $M_s=5.3$), 13 (12 de julio de 1995, $M_s=5.1$), 15 (3 de octubre de 1995-b, $M_s=6.1$), 17 (21 de febrero de 1996, $M_s=6.6$), 18 (10 de marzo de 1996, $M_s=5.4$) y 19 (12 de noviembre de 1996, $M_s=7.3$) presentan valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.1-1 MPa, probablemente debido a que su magnitud está infraestimada. Para el caso del sismo 19, puede existir una sobreestimación del momento sísmico escalar. Los resultados obtenidos por Dziewonski (1980-1995) para terremotos con foco a profundidad superficial ($m_b \geq 6.0$) ocurridos en Sudamérica presentan valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.2 y 7 MPa, similar a los valores obtenidos para los terremotos analizados en este estudio. En la Figura 6.5b se presenta los valores del logaritmo del momento sísmico escalar en función del área de fractura para terremotos con foco a profundidad superficial. Los terremotos analizados en este estudio presentan valores para la caída de esfuerzos entre las 0.7-10 MPa (círculos en negro) y de los cuales solo seis terremotos presentan valores entre 1-10 MPa similar a los resultados obtenidos por Kanamori y Anderson (1975) para

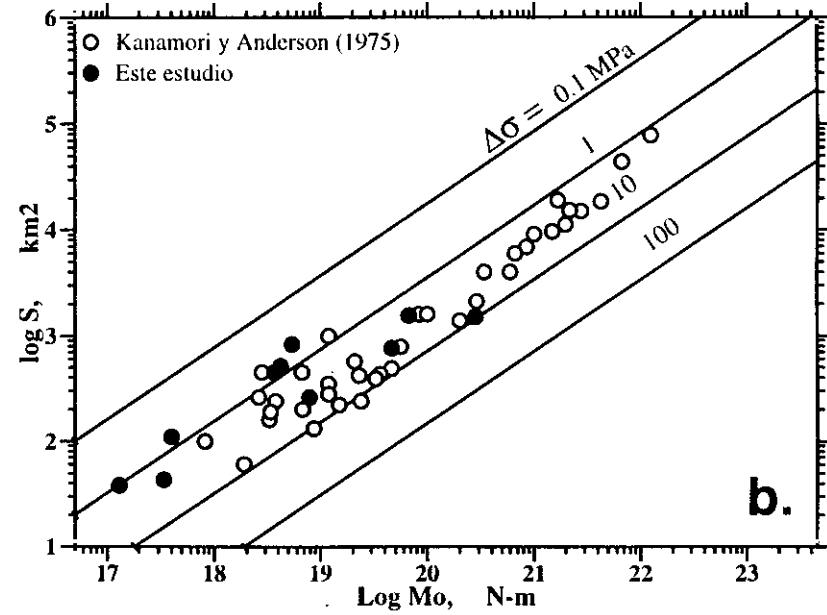
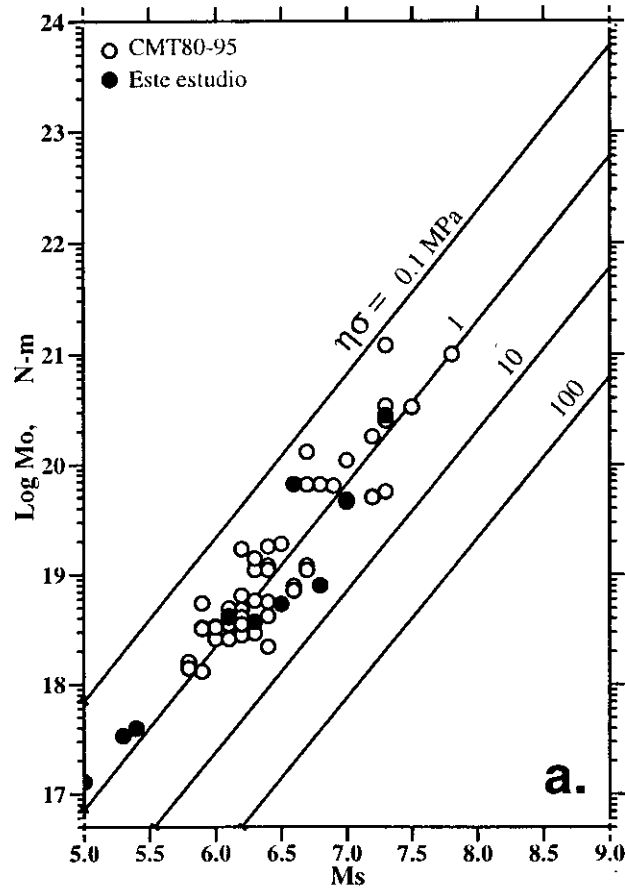


Figura 6.5.- a.) Relación entre el logaritmo del momento sísmico escalar (M_o) y la magnitud (M_s) y **b.)** Relación entre el logaritmo del momento sísmico escalar (M_o) y el logaritmo del área de fractura (S) para terremotos con foco a profundidad superficial analizados en este estudio. CMT80-95 corresponde a Dziewonski et al (1980-1995).

terremotos interplaca (círculos en blanco). Cuatro terremotos presentan valores para la caída de esfuerzos menores a 1 MPa, lo que sugiere que posiblemente se ha sobrestimado el área de fractura debido a posibles errores en la lectura de la frecuencia esquina o debido a que el modelo de Brune para fallas circulares, no es aplicable a terremotos con magnitudes mayores a 6.0 mb.

Para terremotos con foco a profundidad intermedia (cuadrados en negro), el esfuerzo medio aparente es evaluado utilizando la magnitud de ondas de volumen (mb), debido a que los terremotos que se producen a estas profundidades no generan ondas superficiales. El logaritmo del momento sísmico escalar en función de la magnitud se presenta en la Figura 6.6a y se observa que seis de los terremotos analizados en este estudio presentan esfuerzos medios aparentes localizados entre las líneas de 0.1 y 1 MPa y solo el sismo 10 (20 de enero de 1994, mb=5.8) presenta un valor de 4 MPa. Sobre esta misma Figura, se presentan los resultados obtenidos por Dziewonski (1980-1995) para terremotos con foco a profundidad intermedia ocurridos en Sudamérica (mb≥5.5). Estos terremotos presentan valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.1 y 8 MPa similares a los resultados obtenidos en este estudio. Así mismo, los terremotos con magnitudes menores a 6.0 mb y momento sísmico escalar menor a 10^{18} Nm presentan esfuerzos medios aparentes entre 0.5-8 MPa. Para terremotos con magnitudes entre 6-7 mb y momento sísmico escalar superior a 10^{18} Nm presentan esfuerzos medios aparentes entre 0.1-1 MPa. Por otro lado, se observa que la relación definida por Kanamori y Anderson (1975) no es válida para representaciones de la magnitud mb en función del logaritmo del momento sísmico escalar, obteniéndose una pendiente doble que el definido por estos autores (igual a 3). En la Figura 6.6b se presenta el logaritmo del momento sísmico escalar en función del logaritmo del área de fractura para los terremotos con foco a profundidad intermedia analizados en este estudio. Se observa una distribución lineal de los terremotos con valores para la caída de esfuerzos entre 1-6 MPa, coherente con los resultados obtenidos por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos interplaca. Así mismo, en esta misma Figura se presentan los resultados obtenidos por Radulian y Popa (1996) para terremotos con foco a profundidad intermedia ocurridos en Rumania (terremotos con similar naturaleza que los ocurridos en Perú) y cuyos valores son coherentes con los obtenidos en este estudio.

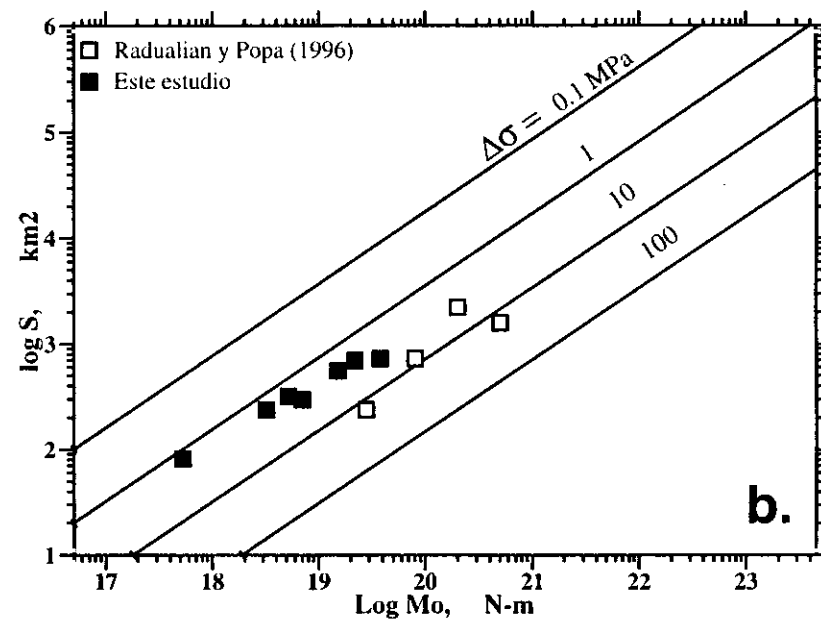
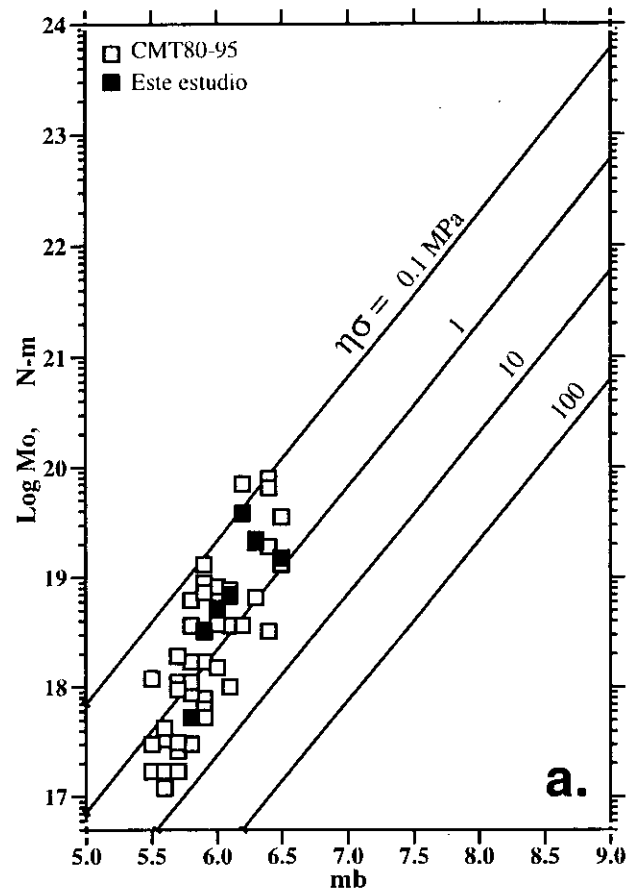


Figura 6.6.- a.) Relación entre el logaritmo del momento sísmico escalar (M_o) y la magnitud (mb) y **b.)** Relación entre el logaritmo del momento sísmico escalar (M_o) y el logaritmo del área de fractura (S) para terremotos con foco a profundidad intermedia analizados en este estudio.

En la Figura 6.7a se presenta el logaritmo del momento sísmico escalar en función de la magnitud (mb) para los terremotos con foco profundo analizados en este estudio (triángulos en negro), además de los resultados obtenidos por Dziewonski (1980-1995) para terremotos ocurridos en Sudamérica (triángulos en blanco). Los dos terremotos analizados en este estudio, presentan valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.8-1 MPa y se encuentran dentro de los valores obtenidos para otros terremotos ocurrido en Sudamérica con similares características. En general, el esfuerzo medio aparente para terremotos con foco profundo varían entre 0.1 y 3 MPa y forman dos grupos en función de la magnitud de los sismos. El primer grupo tiene magnitudes menores o igual a 6.0 mb y momento sísmico escalar menor a 10^{19} Nm con valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.1-3 MPa. El segundo grupo considera a los terremotos con magnitudes mayores a 6.5 mb y momento sísmico escalar mayor a 10^{19} Nm con valores para el esfuerzo medio aparente entre 0.1-1 MPa. En este segundo grupo se encuentran los dos terremotos analizados en este estudio. Sin embargo, es posible que se haya infraestimado el momento sísmico escalar del sismo 3 ya que correspondería a una magnitud inferior. El logaritmo del momento sísmico en función del logaritmo del área de fractura para los terremotos con foco profundo se presenta en la Figura 6.7b. En esta Figura se observa que ambos terremotos presentan caída de esfuerzos de 2 y 3 MPa coherentes con los resultados obtenidos por Kanamori y Anderson (1975); sin embargo, debido a que solo se tiene información para dos terremotos, estos resultados no son representativos.

En general, se observa que terremotos ocurridos en Perú y Sudamérica presentan valores para el esfuerzo medio aparente entre 3-7 MPa para terremotos con foco a profundidad superficial. Así mismo, la caída de esfuerzos presenta valores entre 0.7 y 10 MPa para terremotos con foco a profundidad superficial, intermedia y profunda de acuerdo con los resultados obtenidos por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos interplaca. Estos resultados ponen de manifiesto que las propiedades físicas del material que se rompe y las características del tipo de fractura son muy complejas en cada región y más aún en el borde oeste de Sudamérica (Ruff y Kanamori, 1980; Beck y Ruff, 1984). Ambas características, están directamente relacionadas con los diferentes

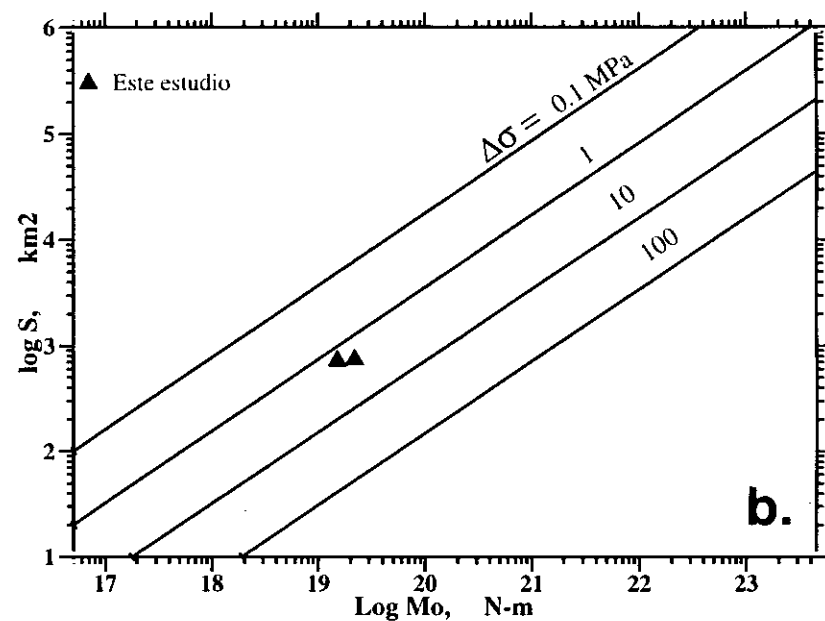
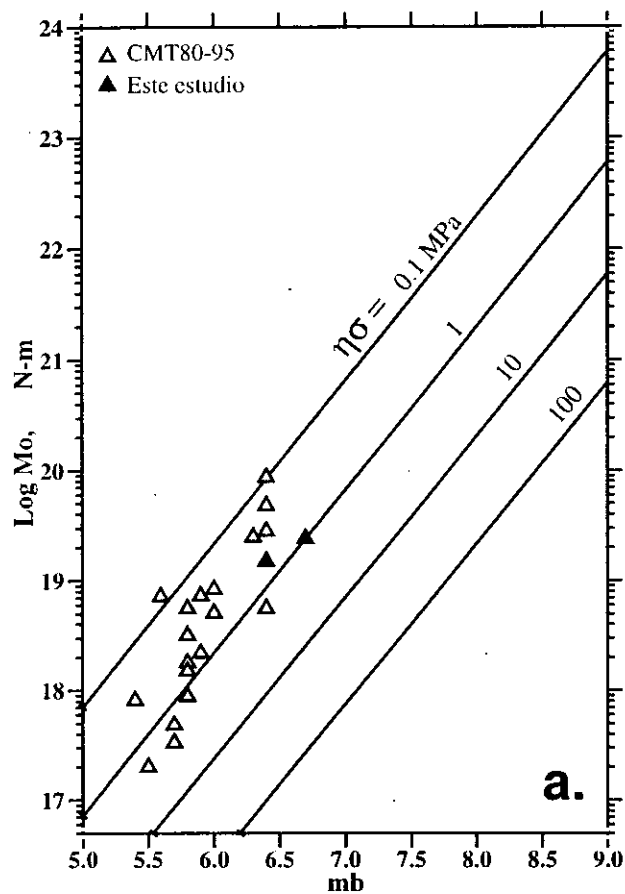


Figura 6.7.- a.) Relación entre el logaritmo del momento sísmico escalar (M_o) y la magnitud (mb) y **b.)** Relación entre el logaritmo del momento sísmico escalar (M_o) y el logaritmo del área de fractura (S) para terremotos con foco profundo analizados en este estudio.

regímenes de acumulación de esfuerzos y de su distribución en las áreas de mayor deformación.

6.6.- Distribución y estado de los esfuerzos.

En la Figura 6.8, se presenta la proyección horizontal de los ejes P y T obtenidos a partir de los mecanismos focales para los terremotos analizados en el presente estudio (flechas en negro) y los calculados para otros terremotos y por otros autores según la Tabla 6.1 (flechas en blanco). Para los terremotos con foco a profundidad superficial (Figura 6.8a), los ejes P se concentran de Norte a Sur entre la fosa y la línea de costa y se orientan predominantemente en dirección ENE-WSW perpendicular a la orientación de la fosa. Estos esfuerzos están asociados al acoplamiento sísmico entre la placa oceánica y continental hasta 60 km de profundidad aproximadamente. En el interior del continente, los ejes P se distribuyen en la zona Subandina perpendiculares a la Cordillera Andina formando tres grupos: el primero se localiza en la zona limítrofe de Perú-Ecuador y presenta ejes P orientados en dirección NW-SE perpendicular a la dirección de la Cordillera Andina. En la zona Norte de Perú se produce una rotación de los ejes P en dirección ENE-WSW a E-W, siendo el área de Moyobamba la que presenta una gran concentración de ejes P con variaciones en su orientación del orden de 45° , lo que sugiere que en esta área el proceso compresivo es muy heterogéneo. En la región Sur (tercer grupo), el eje P se orienta en dirección NE-SW perpendicular a la dirección de las principales fallas localizadas en la zona oriental de la Cordillera Andina (sismo 18). Así mismo, en la parte central de esta región se observa un eje P con orientación E-W aproximadamente y probablemente asociado a procesos de deformación muy local. El cambio observado en la orientación de la Cordillera Andina, al Norte de 5°S en dirección NNE, entre 5°S - 13°S en dirección NNW y al Sur de 13°S en dirección NW-SE, determina la orientación regional de los esfuerzos y el grado de deformación, mayor en la región Norte y mucho menor en la región Centro y Sur. La dirección de estos esfuerzos puede ser asociada a la convergencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina con velocidades relativas de 1.4-2.1 mm/año (Suarez et al, 1983).

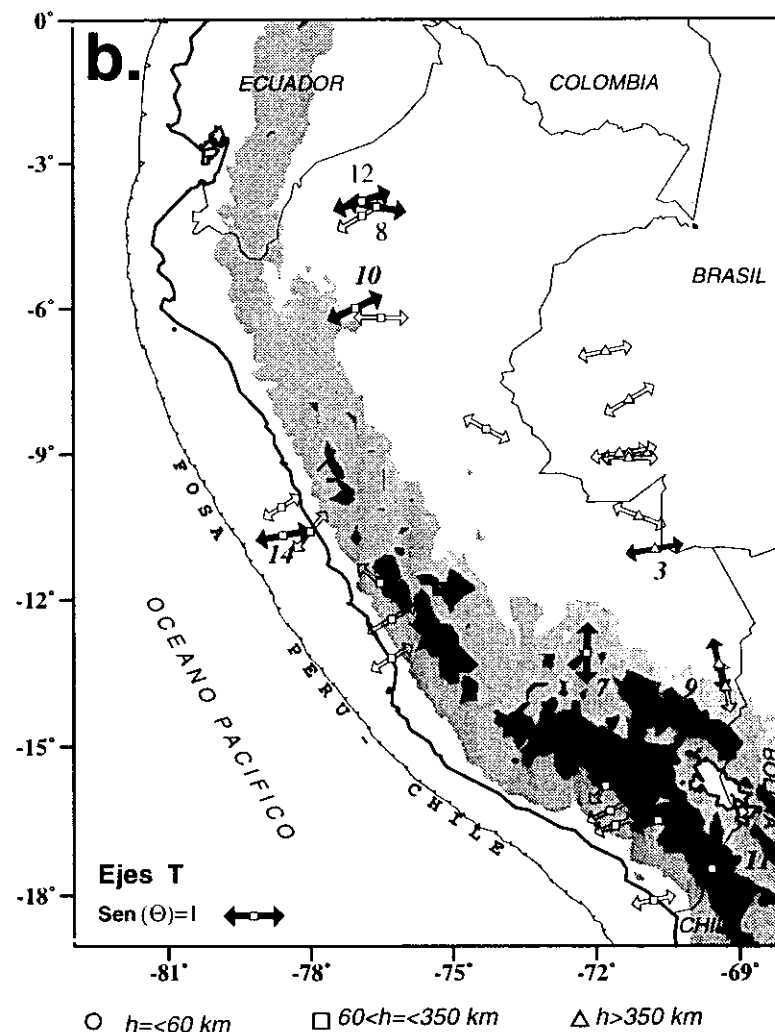
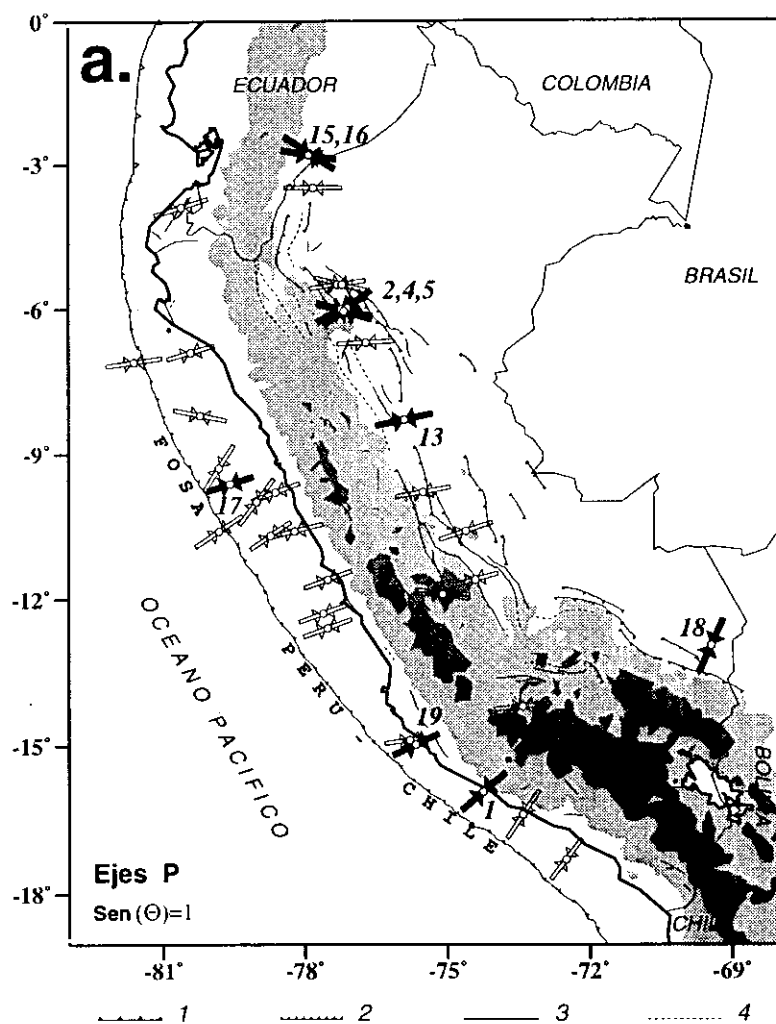


Figura 6.8.- Proyección horizontal de los ejes P para terremotos con foco a profundidad superficial (a.) y T para terremotos con foco intermedio y profundo (b.). Las flechas en negro corresponden a los terremotos analizados en este estudio y las flechas en blanco a otros terremotos estudiados por diversos autores (Tabla 6.1). Los círculos, cuadrados y triángulos en blanco indican la profundidad del foco. Otros ver Figura 6.2.

La proyección horizontal de los ejes T obtenido a partir de sismos con foco a profundidad intermedia (Figura 6.8b), se distribuyen formado tres grupos; el primero de ellos se localiza cerca de la línea de costa entre 9° y 13°S, el segundo en la zona Subandina Norte y el tercero en la región Sur. Las orientaciones de los ejes T horizontal obtenidos por otros autores, son similares a los obtenidos en este estudio y muestran en general un régimen extensivo paralelo a la dirección de convergencia de las placas. Los ejes de tensión horizontal en la línea de costa, podrían estar asociados a la deformación interna de la placa oceánica en respuesta a las fuerzas que hace que cambie su geometría hacia una subducción horizontal. En la región Norte la acumulación de ejes T horizontal, indica que el proceso extensivo en esta zona (en dirección E-W) es debido probablemente a que el contacto de placas se realiza en un medio muy heterogéneo, contrario a las áreas circundantes que parecen ser más estables o donde el contacto de placas se realiza de manera asísmica, tal como se observó en la distribución de la sismicidad para esta región (Figura 4.3). En la región Sur, los ejes T horizontal se orientan en la dirección de la convergencia de placas y muestran que en esta región el contacto de placas es uniforme y se realiza generando un alto índice de sismicidad. La orientación del eje T horizontal para el sismo 7 es diferente al patrón regional; sin embargo, podría estar asociado a las fuerzas que producen la contorsión de la placa oceánica para pasar de una subducción horizontal (región Norte-Centro) a una subducción con ángulo de inclinación constante (región Sur). En la región central, se observa dos ejes de tensión orientados en dirección NW-SE aproximadamente y muestran que el régimen extensivo en el proceso de subducción en algunas zonas no es del todo homogéneo.

Para terremotos profundos, la orientación de los ejes T horizontal (Figura 6.8b), es similar a la observada por otros autores para otros terremotos ocurridos en las mismas regiones. El sismo 3, se localiza en el extremo Sur del alineamiento de ejes T horizontal cerca del límite fronterizo entre Perú y Brasil e indican un claro patrón extensivo en dirección E-W similar a los obtenidos por Isacks y Molnar (1971). El eje T horizontal para el terremoto 9, coincide con los obtenidos para los terremotos del 15 de Agosto de 1963 (Stauder y Bollinger, 1965) y 9 de junio de 1994 (Kikuchi y Kanamori, 1994)

ocurridos en la misma zona y que muestran patrón extensivo en dirección N-S. La diferencia en la orientación del eje T, sugiere un diferente origen para ambos terremotos y probablemente asociados a los dos modos de subducción definidos para el Perú.

En las Figuras 6.9 y 6.10 se presenta tres secciones verticales de la sismicidad de Perú según las líneas indicadas en la Figura 4.3b. En cada una de las secciones se ha representado los ejes de Presión (Figura 6.9) y Tensión (Figura 6.10) que corresponden a los ejes cuya orientación coincide con la del plano de la sección vertical o como máximo haya una diferencia de 45° . Para terremotos con foco a profundidad superficial (Figura 6.9), los ejes P se distribuyen principalmente entre la fosa y la línea de costa y en la zona Subandina. En las figuras 6.9a y 6.9b se observa que los ejes P asociados a terremotos ocurridos en el mar, presentan buzamientos de 35° y muestran que en estas zonas (región Norte y Centro de Perú) el contacto de placas se realiza con un ángulo de inclinación menor a 30° coherente con las profundidades calculadas para los terremotos 17 ($h=9$ km) y 19 ($h=18$ km) y similar a los resultados obtenidos por Langer y Spence (1995). Contrariamente, en la Figura 9.6c se observa que el sismo 1, localizado entre la fosa y la línea de costa, presenta eje de presión cerca de la horizontal coherente con el tipo de subducción reconocida para esta región.

Para terremotos con foco superficial ocurridos en la zona Subandina (Figura 6.9a), se observa que los terremotos presentan ejes de presión (P) cerca de la horizontal y muestran la existencia de un proceso compresivo sobre planos de falla con ángulos de buzamiento menores a 30° en dirección WSW. En las Figuras 6.9b y 6.9c se observa similares características, pero el eje P cambia su ángulo de buzamiento poniendo en evidencia que el proceso compresivo en las regiones (Norte, Centro y Sur) se realiza sobre planos de falla que aumentan su ángulo de buzamiento de Norte a Sur coincidiendo con el incremento en el espesor de la Cordillera Andina (Figura 4.1). Las variaciones en el ángulo de buzamiento del eje P de Norte a Sur, ponen en evidencia la contribución de la Cordillera Andina en el estado de los esfuerzos a profundidad superficial.

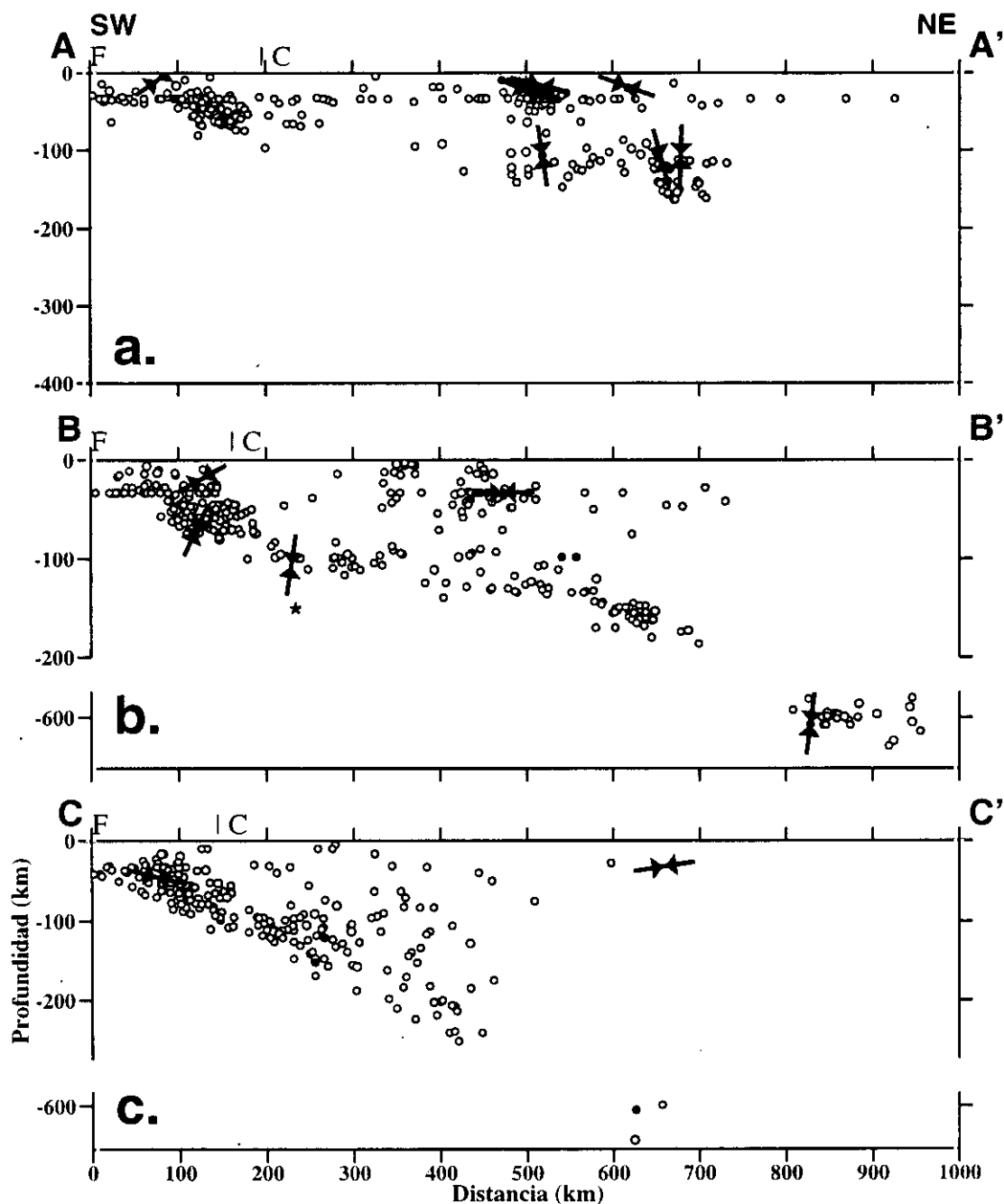


Figura 6.9.- Proyección vertical de los ejes *P* para los terremotos analizados en el presente estudio según las líneas indicadas en la Figura 4.3b y la sismicidad ocurrida en Perú durante el periodo 1960-1995 ($m_b \geq 5.0$). *F*= línea de la fosa peruano-chilena y *C*= línea de costa. Los símbolos en negro representan a los terremotos analizados en este estudio. El asterisco corresponde a la solución obtenida por Tavera (1995).

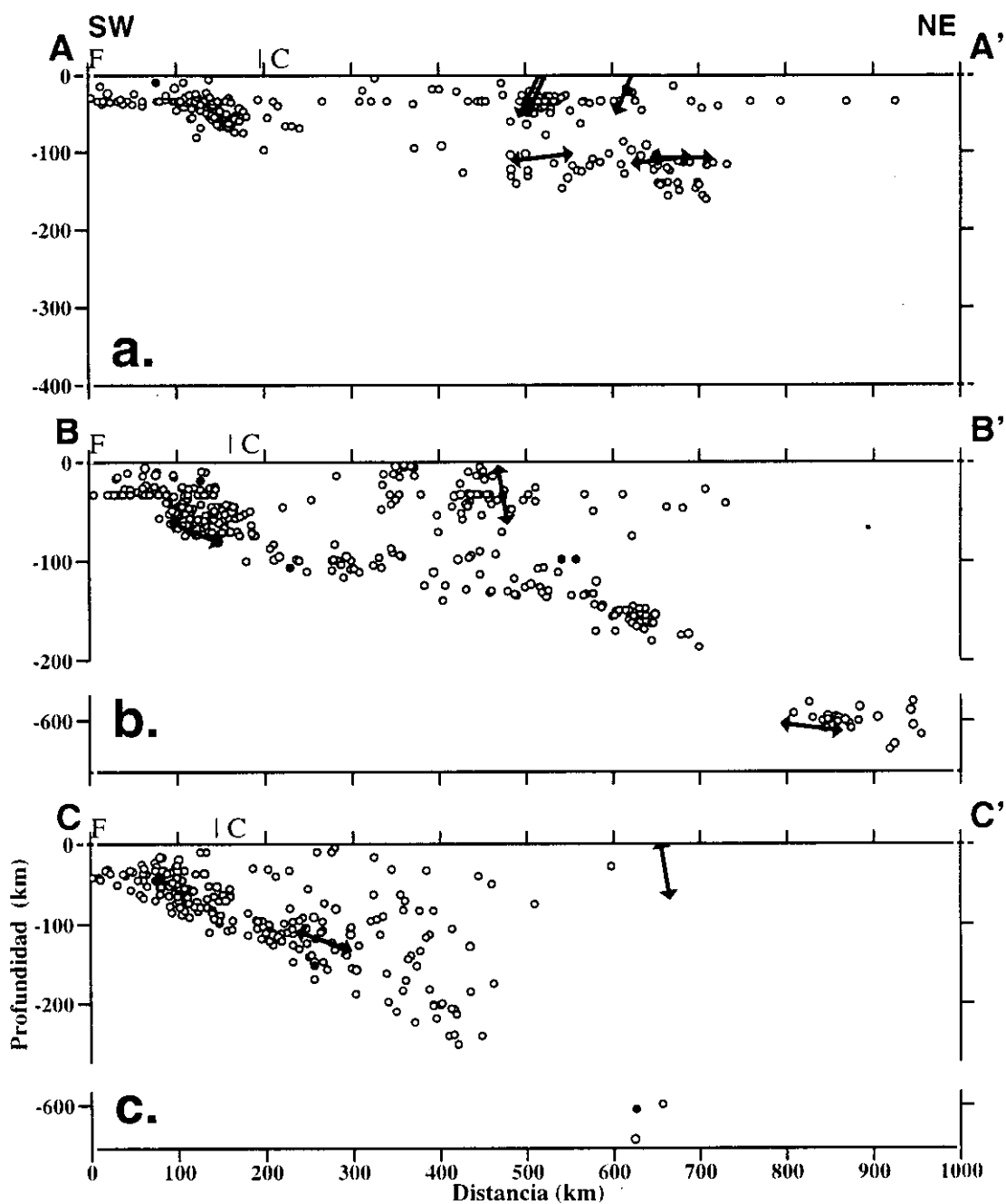


Figura 6.10.- Proyección vertical de los ejes *T* para los terremotos analizados en el presente estudio según las líneas indicadas en la Figura 4.3b. Otros ver Figura 6.9.

Para terremotos con foco a profundidad intermedia (Figura 6.9a,b,c), la distribución de los ejes P es más coherente y se orientan en dirección perpendicular a la dirección de la convergencia de las placas sugiriendo que la carga isostática de la Cordillera Andina juega un papel importante en la contribución de los esfuerzos a estos niveles de profundidad. Para terremotos profundos (Figura 9.6b), el eje P se orienta de manera casi vertical y puede ser asociado a las fuerzas internas de gravedad que actúan en el trozo de placa oceánica que flota en el manto.

Para profundidades superficiales la mayor parte de los ejes de tensión (T) se distribuyen principalmente en la zona Subandina. En las tres secciones verticales de la Figura 6.10, se observa que los ejes T se orientan de manera casi vertical coincidente con el estilo de colisión entre el escudo brasileño y la Cordillera Andina; es decir, los ejes T se orientan en respuesta a las fuerzas que tiran del escudo brasileño hacia abajo y que producen el cabalgamiento de la Cordillera Andina. Para terremotos con foco a profundidad intermedia, los ejes T vertical se orientan paralelos a la tendencia de la sismicidad que configura el contacto de placas en respuesta a las fuerzas que producen el movimiento de la placa oceánica en dirección E-W.

Otra visión de la distribución de los esfuerzos para terremotos con foco a profundidad superficial, intermedia y profunda, se ha realizado a partir de la proyección horizontal de los ejes P (presión) y T (tensión) en planos localizados a 30, 290 y 560 km de profundidad y que representan a los tres tipos de actividad sísmica que se produce en Perú (Figura 6.11). En general, los sismos con foco superficial (Figura 6.11a) localizados entre la fosa y línea de costa indican un proceso compresivo en dirección ENE-WSW a E-W hasta 15°S aproximadamente (sismos 17 y 19). Al Sur de 15°S la compresión horizontal sufre un giro en dirección NE-SW (sismo 1). En esta zona, la compresión está asociada a la interacción de las placas generando procesos de ruptura con diferente orientación sobre un mismo plano de falla debido probablemente a variaciones en las fuerzas de acoplamiento sísmico. Estas áreas de acoplamiento en zonas de subducción, pueden ser determinadas a partir de la profundidad máxima de los terremotos con mecanismos focales de falla inversa (Comte y Suarez, 1994; Comte y Suarez, 1995, Delouis et al, 1996). La orientación de los ejes P horizontal en esta zona,

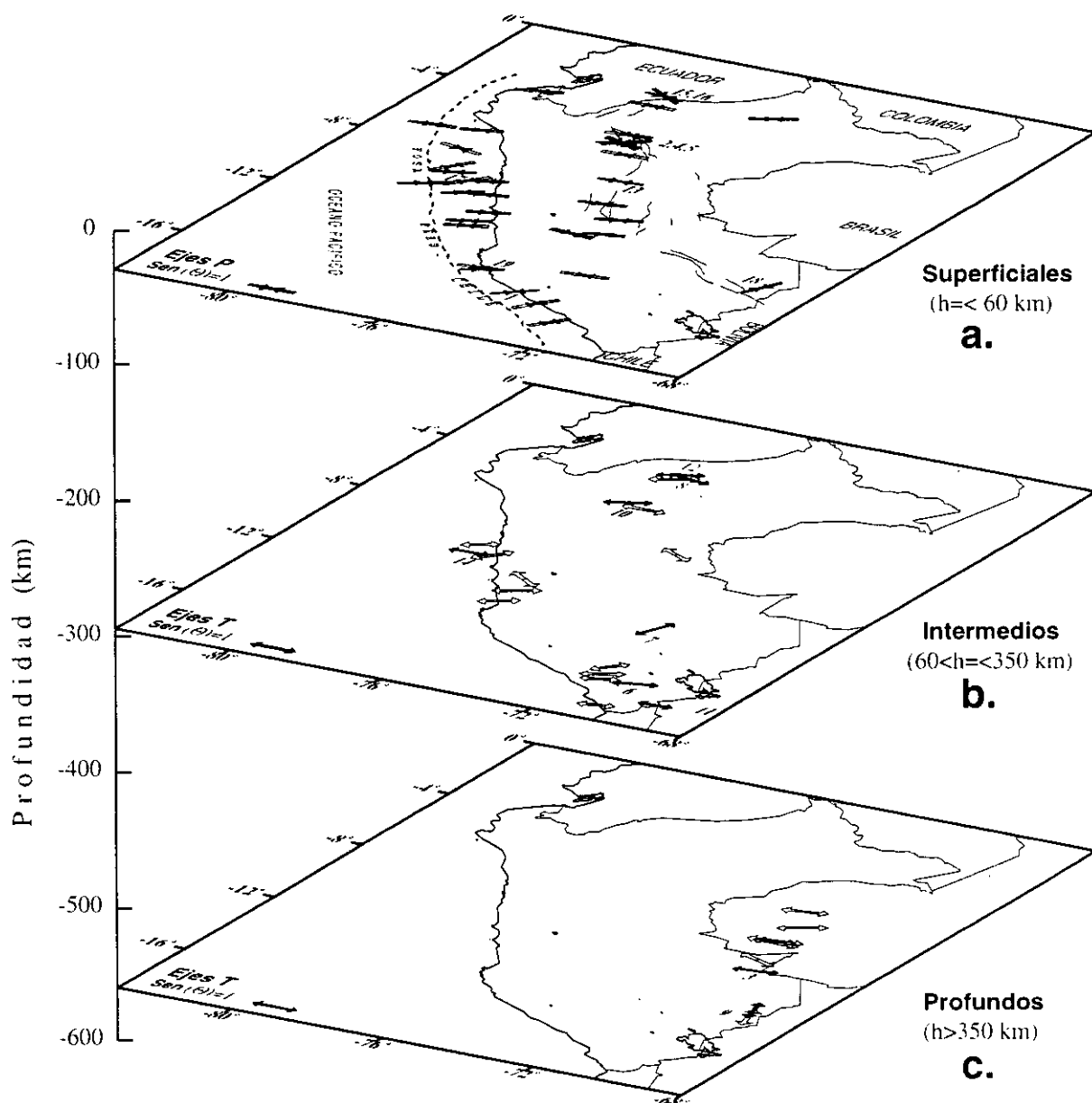


Figura 6.11.- Proyección horizontal en función de la profundidad de los ejes P para terremotos con foco a profundidad superficial (a.) y T para terremotos con foco a profundidad intermedia (b.) y profunda (c.). Otros ver Figura 6.2.

es consistente con la dirección de la convergencia de placas, la misma que se realiza con una velocidad relativa de 8-10 cm/año (Minster y Jordan, 1978).

En el interior del continente, los sismos con foco superficial muestran una compresión horizontal en dirección NW-SE al Norte de 5°S puesto en evidencia con los sismos 15 y 16. En la región central entre 5°S y 15°S, la compresión horizontal es en dirección ENE-WSW a E-W (sismos 2, 4, 5 y 13) y en la región Sur el proceso compresivo se realiza en dirección NE-SW (sismo 18). Estos resultados sugieren que en la zona Subandina, los ejes P se orientan de manera perpendicular a la Cordillera Andina y a los principales sistemas de fallas inversas que se distribuyen paralelas a la Cordillera. Esta orientación para los ejes P, es consistente con la dirección de convergencia de placas y con la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina.

En la Figura 6.12 se presenta un resumen de los resultados obtenidos para terremotos con foco a profundidad superficial. En esta Figura se muestra la topografía de la Cordillera Andina y los principales sistemas de fallas identificados en situ o a partir de imágenes satélite (Sebrier et al, 1985). En general, los sistemas de fallas se distribuyen en el extremo oriental de la Cordillera y de Norte a Sur se puede mencionar a los sistemas del Alto Mayo (región Norte de Perú), Satipo-Amauta (región central) y Madre de Dios (región Sur). Estos sistemas se caracterizan por presentar planos de falla con buzamiento hacia el Oeste con ángulos decrecen con la profundidad (Megard, 1978). Otros sistemas menos activos, son los que se localizan en los altos andes y están asociados a los procesos extensivos que se producen por encima de los 3000 metros de altitud: sistema de fallas de la Cordillera Blanca (región Norte), Huaytapallana (región central) y Tambora (región Sur). Así mismo, en la Figura 6.12 se muestra la orientación de los esfuerzos regionales (flechas pequeñas en blanco) y la dirección de la convergencia de placas (flechas grandes en gris). Obsérvese que la orientación de los ejes P es prácticamente perpendicular a la orientación de la fosa peruano-chilena y a la Cordillera Andina, lo que sugiere que ambas unidades controlan la distribución de los esfuerzos regionales en Perú. El cambio en la orientación de la fosa y de la Cordillera puede ser debido a la llegada a la línea de fosa de la Dorsal de Carnegie en la región

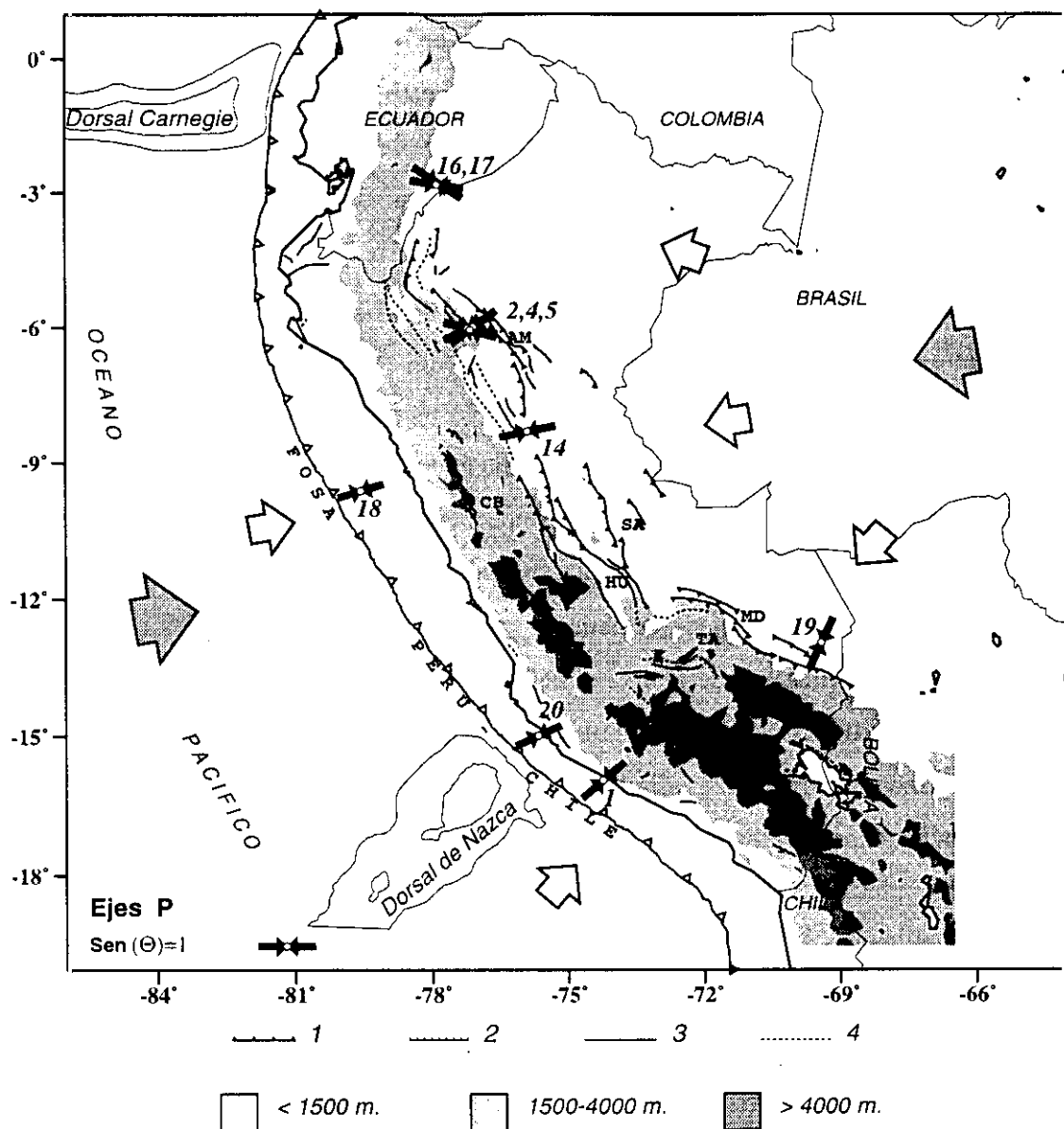


Figura 6.12.- Cuadro sismotectónico para el Perú y distribución de los esfuerzos regionales. Las flechas pequeñas en negro corresponden a la proyección horizontal de los ejes P obtenido a partir de los mecanismos focales de los terremotos con foco superficial analizados en este estudio. Las flechas grandes en blanco indican la dirección del esfuerzo regional y las flechas en negro la dirección de la convergencia de placas según Minster y Jordan (1978). La topografía viene indicada por el color de fondo: blanco menos de 1500 m, gris claro entre 1500-4000 m y gris oscuro mayor a 4000 m. Las siglas corresponden a los sistemas de fallas de: AM= Alto Mayo, SA= Satipo-Amauta, MD= Madre de Dios, CB= Cordillera Blanca, HU= Huaytapallana y TA= Tambomachay. Otros ver Figura 6.2.

Norte y a la Dorsal de Nazca en la región Sur.

Para terremotos con foco a profundidad intermedia (Figura 6.11b), el eje de tensión horizontal se orienta predominantemente en dirección E-W paralela a la dirección de convergencia de las placas. En general, este proceso extensivo puede ser asociado al proceso de la subducción a mayores niveles de profundidad, tal como muestran los resultados obtenidos por otros autores (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Suarez et al, 1990, Rodriguez y Tavera, 1991). En las zonas Norte y Sur, los terremotos 6, 8, 10,11 y 12 coinciden con áreas de gran actividad sísmica (Figura 4.3), lo que sugiere que en ellas se desarrolla un importante proceso de deformación asociado probablemente con un intento de resubducción de la placa oceánica, tal como sugieren Rodriguez y Tavera (1991). Así mismo, en la zona central de Perú y cerca de la línea de costa, se observa la presencia de un número importante de ejes T horizontal orientados en dirección ENE-WSW a NW-SE, los mismos que pueden ser asociados a los procesos de deformación que sufre la placa oceánica a profundidades comprendidas entre 60 y 110 km debido a las fuerzas que genera el cambio en el ángulo de la subducción de la placa hasta hacerla horizontal (Figura 4.3b). En la región Sur el sismo 7 presenta el eje de tensión horizontal orientado en dirección N-S. Aunque no existe mucha información sísmica en esta área, el cambio en la orientación del eje T horizontal puede ser debido a la flexión de la placa oceánica al pasar de una subducción de tipo horizontal a una con ángulo de inclinación constante (30° aproximadamente). La contorsión de la placa genera un proceso complejo de deformación capaz de producir diferentes regímenes de esfuerzos (Hasegawa y Isacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Cahill y Isacks, 1992), lo que explicaría el cambio en la orientación de la extensión horizontal en esta zona. Además, debería de esperarse que las fuerzas que generan la contorsión de la placa oceánica sean ortogonales a la dirección de la subducción, similar al obtenido para el sismo 7.

Para los terremotos con foco profundo (Figura 6.11c), el eje de tensión horizontal se orienta en dirección E-W paralela a la tendencia regional del proceso de subducción (sismo 3) y similar a otros terremotos localizados en el borde Perú-Brasil (Isacks y Molnar, 1971; Fukao, 1972). En contraste, el sismo 9 localizado en el borde Perú-Bolivia, presenta eje de tensión horizontal orientado en dirección N-S. Esta

diferencia en la orientación horizontal del eje T, podría ser debida a la distinta geometría del proceso de la subducción entre las regiones Norte-Centro y Sur del Perú, tal como se observó en el capítulo 4 (Figura 4.3). El régimen extensivo en ambas regiones, se concentra entre 500 y 650 km de profundidad, siendo mayor la deformación en el borde Perú-Brasil. La diferente orientación de los ejes de tensión horizontal para terremotos profundos, así como la ausencia de los mismos entre 200 y 500 km en la región central y entre 300 y 500 km de profundidad en la región Sur, indicaría un diferente origen para ambos. Desgraciadamente, la geometría de la subducción para estos rangos de profundidad es incierta, mas aún con la ausencia de actividad sísmica a profundidades intermedias que no permite configurar con precisión la continuidad del proceso de la subducción.

A partir de los resultados obtenidos en este estudio para terremotos con foco a profundidad intermedia se ha elaborado un esquema sismotectónico, a fin de explicar la geometría de la subducción en tres dimensiones. La geometría del contacto entre las placas oceánica y continental ha sido ajustada a partir de la tendencia de la sismicidad observada en un total de 25 secciones verticales y perpendiculares a la línea de fosa. La información sísmica utilizada ha sido seleccionada del catálogo del NEIC para el periodo 1960-1995 con igual criterio que Cahill y Isacks (1992). Esta información fue complementada con sismicidad recopilada de Grange (1984), Deverchere (1989) y Suarez et al (1990). La zona de laguna sísmica observada en la región Norte de Perú (sismicidad con foco a profundidad intermedia) y que fuera discutida en el capítulo 4.3 (Figura 4.3b, 4.4a), ha sido interpretada como una zona de gran resistencia para ser capaz de generar terremotos con relativa frecuencia; por lo tanto, a fin de configurar la geometría de la subducción se ha realizado una interpolación de la sismicidad para esta región. En el esquema sismotectónico de la Figura 6.13 se observa las dos formas de subducción en Perú: una subducción casi horizontal en las regiones Norte y Centro con profundidades del orden de 100-150 km y una subducción con ángulo de inclinación de 30° constante hasta profundidades de 350 km en la región Sur. Obsérvese que la sismicidad en las regiones Norte y Centro alcanzan distancias del orden de 700 km a partir de la fosa, mientras que en la región Sur la sismicidad desaparece a una distancia mayor de 400 km. Esta característica puede ser debida a que en la región Sur la

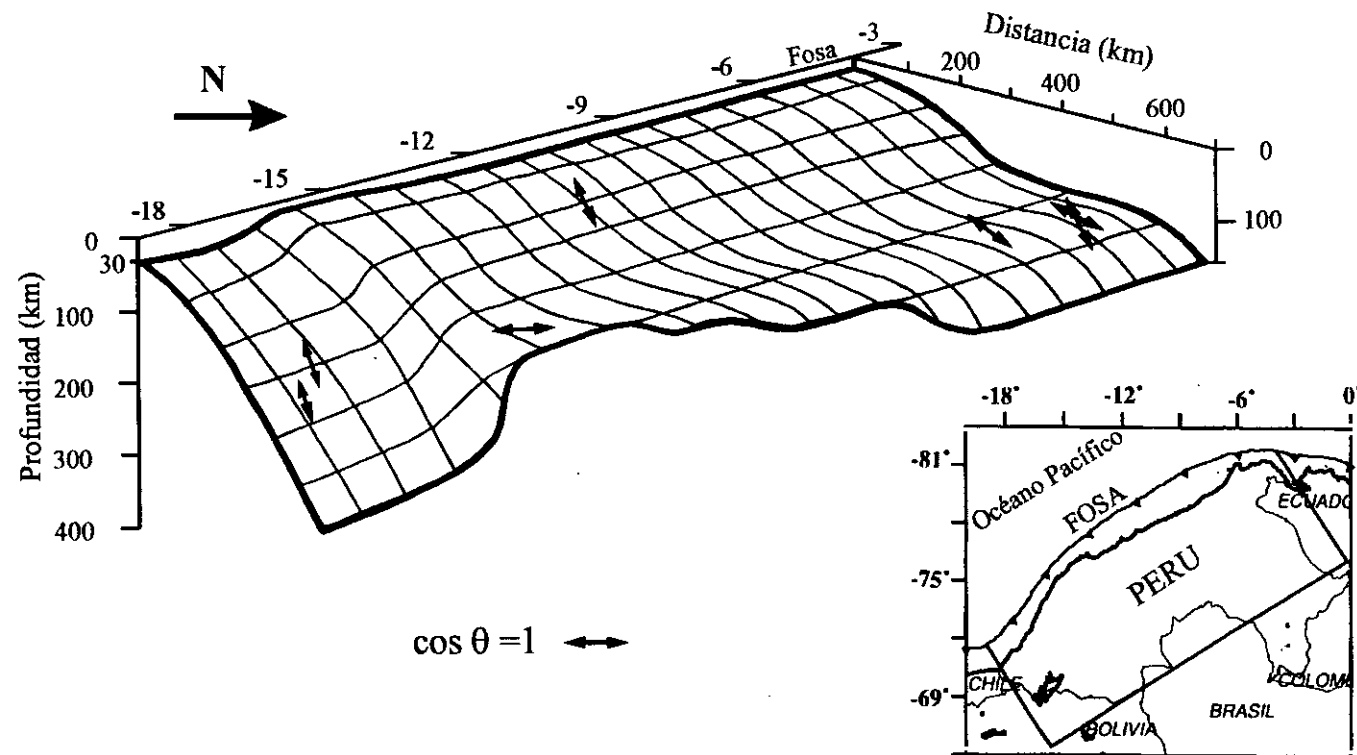


Figura 6.13- Esquema de la geometría de la subducción en Perú deducido a partir de la distribución de la sismicidad con la profundidad y proyección de los ejes T correspondiente a los terremotos con foco a profundidad intermedia analizados en este estudio.

Cordillera Andina alcanza un espesor de 75 km y un ancho de 250 km aproximadamente, mientras que en las regiones Norte y Centro de Perú el espesor y ancho de la Cordillera es del orden de 50 km (James, 1971; Jordan et al, 1983). La proyección de los ejes T sobre la Figura 6.13, permite observar la presencia de un proceso extensivo en dirección E-W asociado al movimiento relativo de las placas. En algunas zonas localizadas en la región Norte y Sur de Perú, la ocurrencia de un número mayor de terremotos de magnitud elevada, sugiere la existencia de una fuerte resistencia al movimiento de las placas, debido probablemente a la presencia de un medio más heterogéneo que genera un alto índice de sismicidad, tal como se observó en la Figura 4.3b. En la zona entre 14°S-15°S, la orientación del eje T cambia de E-W a N-S, coherente con el estado de los esfuerzos que daría lugar la contorsión de la placa al pasar de una subducción de tipo horizontal a una con ángulo de inclinación de 30° constante hasta una profundidad del orden de 350 km.

Finalmente, estos resultados permiten observar que los esfuerzos de compresión orientados en dirección ENE-WSW a E-W, están causados por la convergencia de las placas oceánica y continental a niveles de profundidad menores a 60 km. Un efecto secundario de este fenómeno, se observa en el borde oriental de la Cordillera Andina en donde se produce una colisión de tipo continental debido a la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental y que contribuye de manera importante en la topografía andina. Las fuerzas de tensión observadas a niveles de profundidad intermedia y profunda, son debidas al movimiento en dirección E-W de la placa oceánica dentro del proceso de la subducción a mayores niveles de profundidad y distancia desde la línea de fosa.

CAPITULO 7

CONCLUSIONES

La utilización de métodos diferentes para calcular el mecanismo focal de terremotos de Perú nos permite concluir:

- 1.- a) La orientación del mecanismo focal calculada a partir de los métodos de la polaridad de la onda P y modelización de ondas internas presenta resultados similares. Solo para dos terremotos se han obtenido diferencias entre 34° y 43° para el azimut y el ángulo de deslizamiento de los planos nodales. Para ocho terremotos se obtiene diferencias entre 10° y 20° para el ángulo de deslizamiento y para los demás las soluciones son prácticamente las mismas.
- b) La modelización de ondas de volumen a partir de una fuente puntual presenta buenos resultados para terremotos con foco a profundidad superficial con magnitudes igual o menor a 6.0 mb. Para terremotos de magnitud superior, el método presenta limitaciones debido a que no considera las dimensiones de la fuente y en algunos casos no permite modelar completamente todas las fases. Para terremotos con foco a profundidad intermedia y profunda, los resultados obtenidos son buenos.
- c) El valor del momento sísmico escalar obtenido a partir de la modelización y análisis espectral son congruentes con los calculados por el CMT cuando la magnitud de los terremotos es igual o inferior a 6.0 mb y cuando existe una buena distribución azimutal de estaciones. En caso contrario, se obtiene diferencias con

un factor entre 1.5 y 3. Para terremotos con foco profundo, el momento sísmico escalar obtenido a partir del área contenida bajo los pulsos de ondas P, pP y sP son similares a los obtenidos con la modelización y análisis espectral de ondas internas.

d) La profundidad del foco de los terremotos ha sido bien determinada a partir del modelado de ondas de volumen y mejoran en algunos casos las soluciones obtenidas por el CMT. Así mismo, estas profundidades son coherentes con la distribución de la sismicidad con la profundidad.

e) Los radios medios de fractura calculados a partir de la frecuencia esquina y utilizando el modelo de Brune para fallas circulares, presentan valores entre 3-22 km para sismos con foco a profundidad superficial y entre 5-15 km para focos con profundidad intermedia y profunda. Estas dimensiones para el radio de fractura son proporcionales a la magnitud de los sismos.

2.- El uso de registros sísmicos digitales de banda ancha de las redes IRIS, GEOSCOPE y GEOFON han permitido evaluar el mecanismo focal de los terremotos analizados en este estudio y conocer en detalle el proceso de ruptura en el foco.

3.- A partir de la distribución espacial de los terremotos se ha podido delimitar el proceso de la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental y la deformación superficial en el interior del continente al que está asociada. Se ha observado dos modos de ocurrencia de la subducción: el primero de tipo horizontal con profundidades máximas de 100-150 km hasta una distancia de 700 km desde la fosa en la región norte y centro. Una laguna sísmica de 250 km de longitud perpendicular a la fosa, ha sido identificada en la región norte de Perú. El segundo tipo de subducción se ha localizado en la región sur con buzamiento de 30° constante hasta profundidades de 300 km y hasta una distancia de 400 km desde la línea de fosa. Los sismos con foco profundo se distribuyen en un rango de profundidad entre 500 y 650 km y se localizan en mayor número en el límite Perú-Brasil y más dispersos en el borde Perú-Bolivia.

- 4.- Los resultados obtenidos para los mecanismos focales de terremotos con foco a profundidad superficial corresponden a mecanismos de falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE a N-S. Solo el sismo 15 presenta planos nodales orientados en dirección NE-SW. Los terremotos con foco a profundidad intermedia presentan mecanismos focales de tipo normal con planos nodales con similar orientación que los sismos con foco superficial. Unicamente un terremoto (sismo 7) presenta planos nodales orientados en dirección E-W. Para terremotos con foco profundo, los mecanismos focales son de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NW-SW a N-S para terremotos localizados en el borde Perú-Brasil y E-W en el límite Perú-Bolivia.
- 5.- Las características de la función temporal de la fuente sísmica dependen de la magnitud y profundidad de los terremotos. Los terremotos con foco a profundidad superficial y magnitud elevada ($m_b \geq 6.0$) presentan funciones temporales para la fuente sísmica complejas y de gran duración si se localizan en la zona de subducción, mientras que en el continente los terremotos presentan funciones fuente menos complejas y de menor duración. Terremotos con magnitudes $m_b < 6.0$ presentan funciones fuente simples y de corta duración. Los terremotos con foco a profundidad intermedia y profunda se caracterizan por presentar fuentes simples y de mayor duración para terremotos con magnitudes $m_b > 6.0$.
- 6.- Todos los terremotos con foco a profundidad superficial presentan esfuerzos medios aparentes entre 0.1 MPa y 10 MPa, similar a los obtenidos para otros terremotos ocurridos en Sudamérica. La caída de esfuerzos para los terremotos con foco a profundidad superficial, intermedia y profunda presentan valores entre 0.7 MPa a 10 MPa coherentes con los obtenidos por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos interplaca.
- 7.- Se ha observado una distribución horizontal de los ejes de presión entre la fosa y la línea de costa, con patrón compresivo en dirección ENE-WSW a E-W asociado al acoplamiento sísmico entre la placa oceánica y continental en la región norte-centro de Perú. En la región sur, el eje de presión sigue siendo horizontal pero sufre un giro

en dirección NE-SW. En el extremo oriental de la Cordillera Andina (zona subandina) la distribución de los ejes P horizontal muestra un patrón compresivo perpendicular a la orientación de la Cordillera, NW-SE al norte de 5°S, WSW-ENE a E-W en la región central (entre 5°S y 13°S) y NE-SW al sur de 13°S.

8.- Para terremotos con foco a profundidad intermedia, los ejes T horizontal se orientan en dirección ENE-WSW a E-W similar a la dirección de convergencia de placas y su distribución con la profundidad permite configurar y definir la dirección del movimiento relativo de las placas. Los terremotos con foco profundo presentan ejes T horizontal orientado en dirección E-W en el límite de frontera entre Perú-Brasil y N-S entre Perú-Bolivia. La ausencia de sismicidad entre 200-500 km de profundidad y la diferente orientación del eje T horizontal sugieren un origen diferente para ambos terremotos.

9.- Se ha propuesto un esquema sismotectónico en tres dimensiones para la geometría de la subducción. En este modelo se identifica las dos formas de subducción presente en Perú y la distribución de los ejes de tensión con un patrón extensivo paralelo a la dirección de convergencia de las placas. En la zona central de este esquema, el eje de tensión sufre un giro en dirección N-S y muestra un proceso extensivo asociado posiblemente a la contorsión de la placa.

CAPITULO 8

BIBLIOGRAFIA

- Abe, K. (1972). Mechanisms and tectonics implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* **5**, 367-378.
- Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964. Part. 2. Estimation of earthquake moment from the G wave spectrum. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ., Tokyo Uni.* **44**, 73-88.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.* **84**, 6140-6148.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers and characteristics of earthquakes. *J. Geophys. Res.* **89**, 5867-5872.
- Araujo, M. y Suarez, G. (1994). Geometry and state of stress of the subducted Nazca plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data. *Geophys. J. Int.* **116**, 283-303.
- Assumpção, M. (1992). The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.* **97**, 11889-11903.

- Audebaud, E., Capdevilla, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Marocco, R. y Martinez, C. (1973). Les traits geologiques essentiels des Andes Centrales (Perou – Bolivie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* **15**, 73-114.
- Barazangi, M. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*. **4**, 686-692.
- Barazangi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **57**, 537-555.
- Beck, S. y Ruff, L. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.* **89**, 9281-9292.
- Beck, S. y Ruff, L. (1989). Great earthquakes and subduction along the Peru Trench. *Phys. Earth Planet. Inter.* **57**, 199-224.
- Bellier, O., Macharé, J. y Sebrier, M. (1989). Extensión actual del norte de Perú: estudio de la falla activa de Chaquilbamba (norte del Departamento de La Libertad, Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica de Perú*. **80**, 1-12.
- Ben-Menahem, A. (1962). Radiation of seismic surface waves from finite moving source in the earth. *J. Geophys. Res.* **64**, 345-350.
- Ben-Menahem, A., Smith, S. y Teng, T. (1965). A procedure for source studies from spectrums of long-period seismic body waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **55**, 203-235.
- Bevis, M. y Isacks, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. *J. Geophys. Res.* **89**, 6153-6170.

- Bezzeghoud, M., Deschamps, A. y Madariaga, R. (1986). Broadband modeling of the Corinth, Grece earthquake of February and March 1981. *Annales Geophysicae*. **4**, 295-304.
- Bezzeghoud, M. (1987). Inversion et analyse spectral des ondes P. Potentialité des donnees numériques large bande. Aplication á des séismes méditerranées et chiliens. Tesis Doctoral. Universidad de Paris VII, Francia.
- Bezzeghoud, M., Deschamps, A. y Madariaga, R. (1989). Broad-band P wave signals and spectra from digital stations. En: R. Cassinis, G. Nolet and G. Panza (eds). *Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere*. Planum Press, Londres., 351-374.
- Boatwright, J. (1980-b). Preliminary body-wave analysis of the St. Elias, Alaska Earthquake of February 28, 1979. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 419-436.
- Bonnot, D., Sebrier, M. y Mercier, J. (1988). Evolution geodynamique Plio-Quaternaire du bassin intra-cordillerain du Callejon de Huaylas et de la región de la Cordillera Blanca, Perou. *Geodynamique*. **3**, 57-83.
- Boyd, T., Snoke, I., Sacks, S. y Rodriguez, A. (1984). High-resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 559-568.
- Brillinger, D., Udias, A. y Bolt, B. (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1479-1485
- Brune, J. (1970). Tectonics strain and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.
- Buform, E. (1983). Estudio estadístico de la dirección de esfuerzos principales en terremotos. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.

- Bufo, E. (1985). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos a partir de la polaridad de ondas P. En: A. Udias, D. Muñoz y E. Bufo (eds): *Mecanismo de los Terremotos y Tectónica*. Universidad Complutense, Madrid. 117-139.
- Bufo, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Revista Física de la Tierra*, Núm. 6. Editorial Complutense, Madrid. 113-139.
- Byerly, P. (1926). The Montana earthquake of June 28, 1925. *Bull. Seism. Soc. Am.* **16**, 209-265.
- Cabrera, J., Sebrer, M. y Mercier, J.L. (1987). Active normal faulting in the high plateaus of central Andes: The Cuzco region (Peru). *Ann. Tectonicae*. **1**, 116-138.
- Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* **97**, 17503-17529.
- Campos, J., Madariaga, R., Nabelek, J., Bukchin, B. y Deschamps, A. (1994). Faulting process of the 1990 June 20 Iran earthquake from broadband records. *Geophys. J. Int.* **118**, 31-46.
- Chandra, U. (1970). The Peru-Bolivian border earthquake of August 15, 1963. *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 636-646.
- Chatelain, J-L., Guillier, B., Guéguen, P. y Bondoux, F. (1997). The Mw=7.7 Nasca (Peru) earthquake, November 12, 1996: A repetition of the 1942 event. *Seism. Res. Lett.* **68**, 917-922.
- Chinn, D. y Isacks, B. (1983). Accurate source depth and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island Arc. *Tectonics*. **2**, 529-564.

- Comte, D. y Suarez, G. (1994). An inverted double seismic zone in Chile: evidence of phase transformation in the subducted slab. *Science*. **263**, 212-215.
- Comte, D. y Suarez, G. (1995). Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using telesismically recorded earthquake. *Geophys. J. Int.* **122**, 419-440.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Marocco R. (1980). Geologie des Andes peruvienes, Caracteres generaux d'evolution géologique des Andes peruvienes. Trav. Doc. ORSTOM. **96**, 217 pp.
- Das, S. y Aki, K. (1977). Fault planes with barriers: A versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.* **82**, 5648-5655
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L. y Kaussel, E. (1996). The Andean subduction zone between 22° and 25°S (Northern Chile): precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*. **259**, 81-100.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, A. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.* **101**, 425-478.
- Deschamps, A., Lyon-Caen, H. y Madariaga, R. (1980). Mise au point sur les méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques de longue période. *Ann. Geophys.* **36**, 167-178.
- Deschamps, A., Gaudemer, Y. y Cisternas, A. (1982). The El Asnam complex of October 10, 1980 multiple-source mechanism from long period records. *Bull. Soc. Seism. Am.* **72**, 111-128
- Deverchere, J., Dorbath, C. y Dorbath, L. (1989). Extension related to a high topography: Results from a microearthquake survey of the Andes of Peru and tectonics implications. *Geophys. J. Int.* **98**, 281-292.

- Dewey, J. y Spence, W. (1979). Seismic gaps and sources zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *Pageoph.* **117**, 1148-1171.
- Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A. y Deverchere, J. (1986). On crustal seismicity deformation of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophys. Res. Lett.* **13**, 1023-1026.
- Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990-b). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 551-576.
- Doser, D. (1987). The Ancash, Perú earthquake of November 10: evidence for low angle normal faulting in the high Andes of northern Peru. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **91**, 57-71.
- Dziewonski, A. y Woodhouse, H. (1983). An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-Moment tensor solutions for 201 moderate to large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.* **88**, 3247-3271.
- Dziewonski, A., Friedman, A., Giardini, D. y Woodhouse, H. (1983). Global seismicity of 1982: Centroid-Moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* **33**, 76-90.
- Dziewonski, A., Friedman, A. y Woodhouse, H. (1983). Centroid-Moment tensor solutions for January-March 1983. *Phys. Earth Planet. Inter.* **33**, 71-75.
- Dziewonski, A., Friedman, A. y Woodhouse, H. (1983). Centroid-Moment tensor solutions for April-June 1983. *Phys. Earth Planet. Inter.* **34**, 209-219.
- Dziewonski, A., Friedman, A. y Woodhouse, H. (1984). Centroid-Moment tensor solutions for July-September 1983. *Phys. Earth Planet. Inter.* **34**, 1-8.

- Dziewonski, A., Friedman, A. y Woodhouse, H. (1984). Centroid-Moment tensor solutions for October-December 1983. *Phys. Earth Planet. Inter.* **34**, 129-136.
- Dziewonski, A., Friedman, A. y Woodhouse, H. (1984). Centroid-Moment tensor solutions for January-March 1984. *Phys. Earth Planet. Inter.* **34**, 209-219.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1985). Centroid-Moment tensor solutions for April-June 1984. *Phys. Earth Planet. Inter.* **37**, 87-96.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1985). Centroid-Moment tensor solutions for July-September 1984. *Phys. Earth Planet. Inter.* **38**, 203-213.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1985). Centroid-Moment tensor solutions for October-December 1984. *Phys. Earth Planet. Inter.* **39**, 146-156.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1985). Centroid-Moment tensor solutions for January-March 1985. *Phys. Earth Planet. Inter.* **40**, 249-258.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1985). Centroid-Moment tensor solutions for April-June 1985. *Phys. Earth Planet. Inter.* **41**, 215-224.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1986). Centroid-Moment tensor solutions for July-September 1985. *Phys. Earth Planet. Inter.* **42**, 205-214.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1986). Centroid-Moment tensor solutions for October-December, 1985. *Phys. Earth Planet. Inter.* **43**, 185-195.
- Dziewonski, A., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1987). Centroid-Moment tensor solutions for January-March 1986. *Phys. Earth Planet. Inter.* **45**, 1-10
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1987). Centroid-Moment tensor solutions for April-June 1986. *Phys. Earth Planet. Inter.* **45**, 229-239.

- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Franzen, E. y Woodhouse, H. (1987). Centroid-Moment tensor solutions for July-September 1986. *Phys. Earth Planet. Inter.* **46**, 306-315.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1987). Centroid-Moment tensor solutions for October-December, 1986. *Phys. Earth Planet. Inter.* **51**, 1-17.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G., (1988). Centroid-Moment tensor solutions for January-March, 1987. *Phys. Earth Planet. Inter.* **50**, 116-126.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1988). Centroid-Moment tensor solutions for April-June 1987. *Phys. Earth Planet. Inter.* **50**, 215-225.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1988). Centroid-Moment tensor solutions for July-September, 1987. *Phys. Earth Planet. Inter.* **53**, 1-11.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1989). Centroid-Moment tensor solutions for October-December, 1987. *Phys. Earth Planet. Inter.* **54**, 12-21.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1989). Centroid-Moment tensor solutions for January-March, 1988. *Phys. Earth Planet. Inter.* **54**, 115-125.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1989). Centroid-Moment tensor solutions for April-June 1988. *Phys. Earth Planet. Inter.* **54**, 199-209.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1989). Centroid-Moment tensor solutions for July-September, 1988. *Phys. Earth Planet. Inter.* **56**, 165-180.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1990). Centroid-Moment tensor solutions for April-June, 1989. *Phys. Earth Planet. Inter.* **60**, 243-253.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1991). Centroid-Moment tensor solutions for January-March, 1990. *Phys. Earth Planet. Inter.* **65**, 197-206.

- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1991). Centroid-Moment tensor solutions for April-June, 1990. *Phys. Earth Planet. Inter.* **66**, 133-143.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, H. y Zwart, G. (1991). Centroid-Moment tensor solutions for July-September, 1990. *Phys. Earth Planet. Inter.* **67**, 211-220.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Salganick, M. (1993). Centroid-Moment tensor solutions for April-June, 1992. *Phys. Earth Planet. Inter.* **67**, 211-220.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Salganick, M. (1993). Centroid-Moment tensor solutions for July-September, 1992. *Phys. Earth Planet. Inter.* **78**, 287-297.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Salganick, M. (1993). Centroid-Moment tensor solutions for October-December, 1992. *Phys. Earth Planet. Inter.* **80**, 89-103.
- Fukao, Y. (1970). Focal process of a deep focus earthquake as deduced from long-period P and S waves. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* **48**, 707-727.
- Fukao, Y. (1972). Source process of a large deep-focus earthquake and its tectonics implications – The western Brazil earthquake of 1963. *Phys. Earth Planet. Inter.* **5**, 61-76.
- Fuenzalida, A., Dorbath, L., Cisternas, A. y Rivera, L. (1997). Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian fault. *Geophys. J. Int.* **129**, 1-28.
- GII, (1996). Maremoto en el Perú (1996). Informe del Grupo Internacional de Investigación. Tsunami World-Wide Web. Geophysics Program, Universidad de Washington.
- Grange, F. (1984). Etude sismotectonique detaillee de la subduction lithospherique au Sud Perou. Tesis Doctoral. I.R.I.G.M., Grenoble, Francia.

- Grange, F., Hatzfeld, D., Cunningham, P., Molnar, P., Roecker, S. y Suarez, G. (1984). Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophys. Res.* **89**, 6139-6152.
- Hanks, T. y Wyss, M. (1972). The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **67**, 561-589.
- Hanks, T. (1977). Earthquake stress drop, ambient tectonic stress and stress that drive plate motions. *Pageoph.* **115**, 441-458.
- Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of the Nazca Plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.* **86**, 4971-4980.
- Haskell, N. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **54**, 1811-1841.
- Hatori, T. (1968). Colombia-Peru tsunamis that observed along the coast of Japan, 1920-1967. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo.* **6**, 535-546.
- Huaco, P., Vázquez, M., Marin, G. y Montesinos, V. (1990). Intensidades regionales asociados al sismo del 30 de Mayo de 1990 en el Departamento de San Martín (Perú). *Informe Interno*. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú. 30 pp.
- Huaco, P., Ponce, L., Marin, G., Gómez, J. y Fernández, E. (1992). Intensidades sísmicas en áreas urbanas y regionales del Sismo del 5 de Abril de 1991 en el Departamento de San Martín (Perú). *Informe Interno*. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú. 36 pp.
- Hutt, R. (1993). Specifying and using channel response information, Apendix C. SEED, Reference Manual, 131-150.

- Hwang, L. y Kanamori, H. (1992). Rupture processes of the 1987-1988 Gulf of Alaska earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* **97**, 19881-19908.
- I.G.P. (1997). Sismo de Nasca: Conclusiones y Recomendaciones, Taller de Trabajo Sismo de Nazca del 12 de noviembre de 1996, 6-7 de marzo de 1997. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú. 15 pp.
- Inca Garcilaso de la Vega. (1609). Comentarios reales de los Incas. Ediciones PEISA (1973). Lima, Perú.
- Isacks, B. y Molnar, P. (1971). Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.* **9**, 103-174.
- Isacks, B. y Barazangi, M. (1977). Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere. En M. Talwani y W. Pitman (eds). Island Arcs, Deep Sea Trench and Back Arc Basins. AGU Washington D.C., 99-114.
- James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.* **76**, 3246-3271.
- James, D. y Snoke, A. (1990). Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru. *J. Geophys. Res.* **95**, 4989-5001.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, 341-361.
- Kanamori, H. y Anderson, D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073-1095.

- Kanamori, H. y Stewart, G. (1976). Mode of strain release along the Gibbs Fracture zone. Mid-Atlantic Ridge. *Phys. Earth Planet. Inter.* **11**, 312-332.
- Kanamori, H. y Stewart, G. (1978). Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.* **83**, 3427-3434.
- Kasahara, K. (1963-a). Computer program for a fault-plane solution. *Bull. Seism. Soc. Am.* **53**, 1-13.
- Kelleher, J. (1972). Rupture zone of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.* **77**, 2087-2103.
- Kikuchi, M. y Kanamori, H. (1994). The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994. *Geophys. Res. Lett.* **21**, 2341-2344.
- Könning, L. (1942). On the mechanism of deep focus earthquakes. *Gerl. Beitr. Geoph.* **59**, (1942) S, 159-197.
- Knopoff, L. (1961). Analytical calculation of the fault plane problem. *Publ. Dom. Obs., Ottawa*, **24**, 309-315.
- Langer, C. y Spence, W. (1995). The 1974 Peru earthquake series. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 665-687.
- Lindo, R. (1993). Seismotectonique des andes du Perou Central: Apport des données sismologiques de haute precision. Tesis Doctoral. Universidad Louis-Pasteur de Strasbourg, Francia.
- Lomnitz, C. (1971). The Peru earthquake of may 31, 1970: some preliminary seismological results. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **61**, 535-542.

- Love, A. E. (1920). A treatise on the mathematical theory of elasticity. Cambridge University Press, Cambridge.
- Madariaga, R. (1985). Dinámica de la fuente sísmica. En: A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn (eds). Mecanismo de los Terremotos y Tectónica. Universidad Complutense, Madrid, 61-100.
- Mattauer, M. (1989). Monts et Merveilles, Beautés et richesses de la Géologie. Hermann Editores de Ciencias y Arte. Paris, Francia.
- McCaffrey, R., Geoffrey, A. y Zwick, P. (1991). Inversion of telesismic body waves. En: W. Lee (ed). Digital Seismogram Analysis and Wave Inversion. IASPEI, 81-166.
- McCann, W., Nishenko, P., Sykes, L. y Krause, L. (1979). Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. *Pageoph.* **117**, 1082-1147.
- Megard, F. (1978). Etude geologique des Andes du Peru Central. *Mem. ORSTOM.* **86**, 310 pp.
- Minster, J. y Jordan, T. (1978). Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.* **83**, 5331-5354.
- Montessus de Ballore, F. (1911). Historia sísmica de los Andes Meridionales. Imprenta Universitaria. Santiago de Chile, Chile.
- Murua, F. M. (1590). Historia del origen y Genealogía Real de los Reyes Incas de Perú. Editorial Mercurio. Lima, Perú.
- Nabelek, J. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Tesis Doctoral. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 361 pp.

- Nakano, H. (1923). Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motion. *Seism. Bull. Centr. Mets. Obs. Japan.* **1**, 92-120.
- Nishenko, S. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal. *J. Geophys. Res.* **90**, 3589-3615.
- Nishenko, S. (1991). Aspects of Pacific seismicity. *Pageoph.* **135**, 169-179.
- Noble, D. y McKee, E. (1977). Spatial distribution of earthquakes and subduction beneath South America: Comment. *Geology.* **5**, 576-578.
- Norabuena, E., Snoke, A. y James, D. (1994). Structure of the subducting Nazca plate beneath Peru. *J. Geophys. Res.* **99**, 9215-9226.
- Pardo, M. y Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico, seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* **100**, 12357-12373.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and Seismotectonics of the Northwestern South America. *J. Geophys. Res.* **86**, 10753-10770.
- Petersen, E. (1976). Características de la zona de Benioff en el Perú y el Ecuador. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú.* **52**, 49-72.
- Petersen, J. y Hutt, C. (1989). IRIS/USGS plans for upgrading the global seismograph network. U.S. Geological Survey, Open File Report. 89-471.
- Pilger, R. (1981). Plate reconstruction aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* **92**, 448-456.

- Plafker, G., Ericksen, G. y Fernandez-Concha, J. (1971). Geological aspects of the May 31, 1970 Peru earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* **61**, 543-578.
- Polo, T. (1904). Sinopsis de los temblores y volcanes de Perú. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*. vol. VII-XVI, pp. 323.
- Radulian, M. y Popa, M. (1996). Scaling of source parameters for Vrancea (Romania) intermediate depth earthquakes. *Tectonophysics*. **261**, 67-81.
- Ritsema, A. (1955). The fault technique and the mechanism in the focus of the Hindu-Kush earthquakes. *Indian. J. Meteor. A. Geophys.* **6**, 41-50.
- Rivera, L. y Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**. 600-614.
- Rodriguez, L. y Tavera, H. (1991). Determinación con alta resolución de la Geometría de la Zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica*. **9**, 141-159.
- Romanowicz, B., Cara, M., Felds, M. y Rouland, D. (1984). A French initiative in long period three component global seismic network. *Trans. AGU, EOS*. **42**, 753-754.
- Ruff, L. y Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. *Phys. Earth Planet. Inter.* **23**, 240-252.
- Ruff, L. (1983). Fault asperities inferred from seismic body waves. En: H. Kanamori y E. Boshi (eds). *Earthquakes, Observation, Theory and Interpretation*. Elsevier North-Holland, New York. 251-276.
- Ruff, L. y Miller, A. (1994). Rupture process of large earthquake in the northern Mexico subduction zone. *Pageoph.* **142**, 101-171.

Sacks, S. (1983). The subduction of young lithosphere. *J. Geophys. Res.* **88**, 3355-3366.

Sebrier, M., Mercier, J., Megard, F., Laubacher, G. y Carey-Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Peru. *Tectonics*. **4**, 739-780.

Sebrier, M., Mercier, J., Macharé, J., Bonnot, D., Cabrera, J. y Blanc, J. (1988). The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Peru. *Tectonics*. **7**, 895-928.

Schneider, J. y Sacks, S. (1987). Stress in the contorted Nazca plate beneath southern Peru from local earthquakes. *J. Geophys. Res.* **92**, 13887-13902.

Silgado, E. (1968). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1960). *Boletín Bibliográfico de Geografía y Oceanografía Americana*. **4**, 191-241, Mexico.

Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. *Instituto Geológico Minero del Perú*. Lima, Perú. 131 pp.

Silgado, E. (1985). Terremotos destructivos en América del Sur, 1530-1894. Proyecto SISRA, V-10, CERESIS. Lima, Perú. 328 pp.

Smalley, R. y Isacks, B. (1987). A high resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under western Argentina. *J. Geophys. Res.* **92**, 13093-13912.

Snoke, J., Sacks, S. y Okada, H. (1977). Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases. *Bull. Seism. Soc. Am.* **67**, 1051-1060.

Snoke, J., Sacks, S. y James, D. (1979). Subduction beneath western South America: evidence from converted phases. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **59**, 219-225.

- Stauder, W. y Bolinger, G. (1966). The S-wave project for focal mechanism studies: earthquakes of 1963. *Bull. Seism. Soc. Am.* **56**, 1363-1371.
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.* **80**, 1058-1064.
- Suarez, G., Molnar, P. y Burchfiel, B. (1983). Seismicity, fault plane solution, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador y southern Colombia. *J. Geophys. Res.* **88**, 10403-10428.
- Suarez, G., Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Roecker, S., y Viodé, J. (1990). Tectonics deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru: results from a microseism experiment. *Geophys. J. Int.* **103**, 1-12.
- Tavera, H. (1995). Mecanismo focal de terremotos en Perú: 30 de Mayo de 1990 y 18 de Abril de 1993. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid, 81 pp.
- Taymaz, T., Jackson, J. y Westaway, R. (1990). Earthquake mechanism in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.* **102**, 695-731.
- Thacher, W. (1972). Regional variations and seismic source parameters in the Northern Baja California area. *J. Geophys. Res.* **77**, 1549-1566.
- Udias, A. y Buforn, E. (1988). Single and joint fault-plane solutions from first motion data. En: D. Doornbos. *Seismological Algorithms*. Academic Press, Londres, 443-453.
- Vargas, G. (1922). Monografía de Arica. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*. Lima, Perú. **39**, 63-77.

- Wagner, D. (1972). Statistical decision theory applied to the focal mechanism of Peruvian earthquakes. Tesis Doctoral. Universidad St. Louis, 176 pp.
- Wickens, A. y Hodgson, J. (1967). Computer reevaluation of earthquake mechanism solutions 1922-1926. *Publ. Dom. Obs.*, Ottawa, **33**, 1-56.
- Wortel, R. (1982). Seismicity and rheology of subducted slabs. *Nature*. **296**, 553-556.
- Wortel, R. (1984). Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc. London*. **141**, 783-791.
- Wyss, M. y Molnar, P. (1972). Source parameters of intermediate and deep focus earthquakes in the Tonga arc. *Phys. Earth Planet. Inter.* **6**, 279-292.
- Wyss, M. y Hansk, T. (1972). The source parameters of the San Fernando earthquake inferred from teleseismic body waves. *Bull. Soc. Seism. Am.* **62**, 591-602.
- Yepes, H., Chatelain, J-L., Guillier, B., Alvarado, A., Egred, J., Ruiz, M. y Segovia, M. (1996). The Mw 6.8 Macas earthquake in the Sub-Andean zone of Ecuador, October 3, 1995. *Seism. Res. Lett.* **67**, 27-32.

CAPITULO 9

ANEXOS

En este capítulo se presenta los espectros de amplitud del desplazamiento de ondas internas utilizados para calcular el momento sísmico escalar (M_0) y las dimensiones de la fuente (r) de los 19 terremotos analizados en el presente estudio. Para tal objetivo, se ha seguido la metodología descrita en el capítulo 2.4 y se ha utilizado datos digitales de banda ancha de las redes IRIS, GEOSCOPE y GEOFON. Para todos los terremotos se ha calculado espectros de onda P y solo para 8 espectros de onda S. Para terremotos con foco profundo se ha calculado además, espectros de ondas pP y sP. Los espectros calculados para cada terremoto están acompañados de una Tabla en donde se resumen los valores obtenidos para la amplitud de la parte plana del espectro (Ω_0), la frecuencia esquina (f_c), el radio de fractura (r) y el momento sísmico escalar (M_0). Así mismo, se incluye el valor promedio de \bar{M}_0 y \bar{r} obtenido del total de los espectros calculados para cada terremoto, además de sus respectivas desviaciones típicas.

Los espectros se presentan en forma de tres Anexos:

- Anexo 9.1.- Espectros de amplitud de terremotos con foco a profundidad superficial.
- Anexo 9.2.- Espectros de amplitud de terremotos con foco a profundidad intermedia y
- Anexo 9.3.- Espectros de amplitud de terremotos con foco profundo.

ANEXO 9.1

Espectros de amplitud de terremotos con foco a profundidad superficial

Tabla 9.1.1

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4): Ω_0 = parte plana del espectro de amplitud, f_c = frecuencia esquina, r = radio de fractura y M_0 = momento sísmico escalar.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-3}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{18}$ Nm)
ONDA-P						
UNM	33.3	319.8	2.0	2.3	11.0	2.4
ANMO	49.3	327.9	1.2	2.2	11.5	2.6
PFOT	54.2	319.3	2.0	1.9	13.3	3.7
GSC	55.5	320.7	2.5	2.1	12.1	4.6
SBC	55.7	318.1	2.0	2.1	12.1	3.7
PAS	55.7	318.8	1.5	2.2	11.5	3.3
ISA	56.8	320.0	1.5	2.0	12.6	2.7
TAM	85.6	66.6	1.5	2.0	12.6	5.3
COL	87.4	336.2	1.3	2.2	11.5	4.5
Valor	Medio:				12.0 (± 0.7)	3.6 (± 0.9)

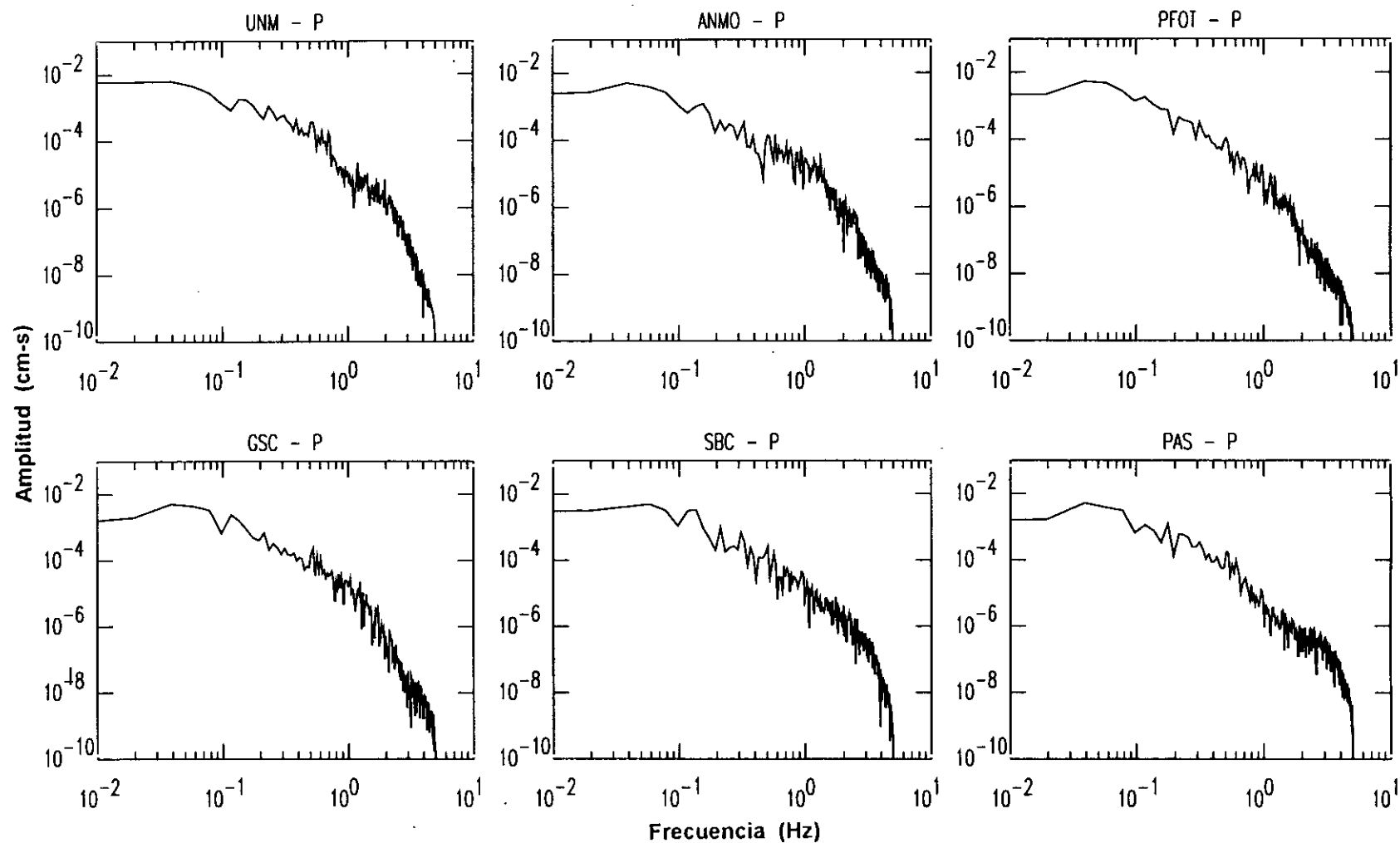


Figura 9.1.1.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 4 de abril de 1991 (sismo 4).

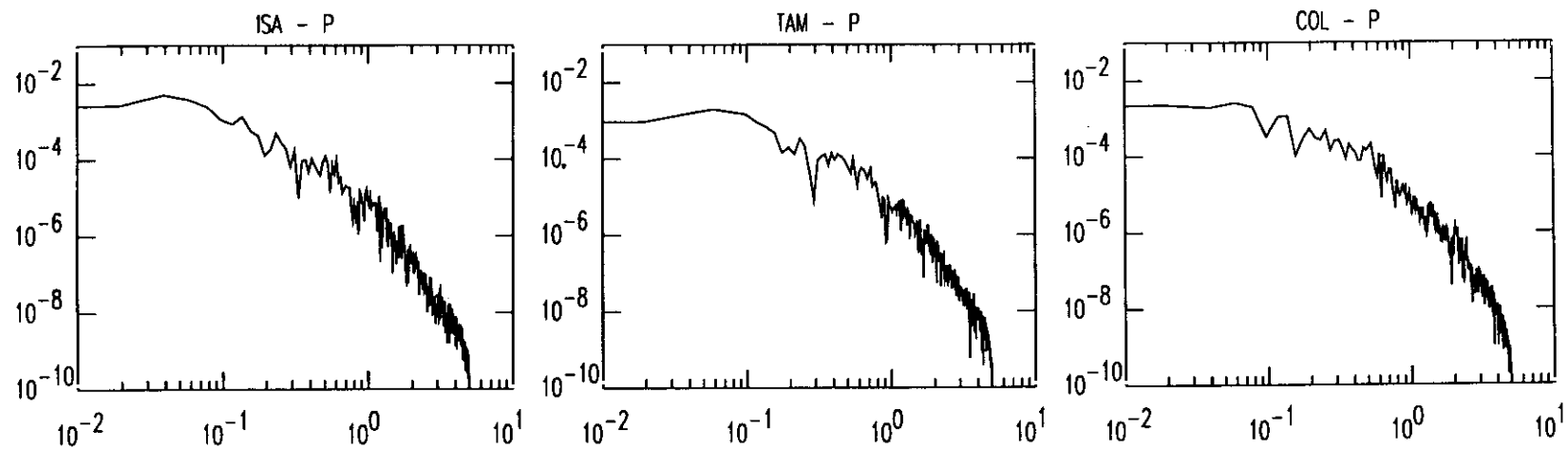


Figura 9.1.1.- Continuación.

Tabla 9.1.2

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5). Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-3}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{18}$ Nm)
ONDA-P						
UNM	33.3	319.6	5.0	2.8	9.0	7.7
ANMO	49.2	327.8	5.0	2.8	9.0	8.9
PFOT	54.2	319.2	4.0	2.7	9.4	7.8
GSC	55.5	320.6	4.0	2.8	9.0	7.5
PAS	55.6	318.7	5.0	2.8	9.0	9.9
ISA	56.7	319.9	3.0	2.2	11.5	5.7
SBC	56.8	318.1	5.0	2.8	9.0	9.9
COR	65.2	325.3	5.0	3.0	8.4	9.6
TAM	85.5	66.6	2.0	3.5	7.0	4.2
COL	87.3	336.2	3.5	2.6	9.7	8.1
Valor	Medio:				9.1 (± 1.1)	7.9 (± 1.7)
ONDA-S						
ANMO	49.2	327.8	0.15	1.1	11.5	5.5
PFOT	54.2	319.2	0.15	1.1	11.5	5.6
GSC	55.5	320.6	0.11	1.1	11.5	4.1
PAS	55.6	318.7	0.20	1.2	10.5	7.6
ISA	56.7	319.9	0.20	1.0	12.6	7.5
TAM	85.5	66.6	0.20	1.0	12.6	8.8
COL	87.3	336.2	0.10	1.1	11.5	5.8
Valor	Medio:				11.7 (± 0.7)	6.4 (± 1.4)

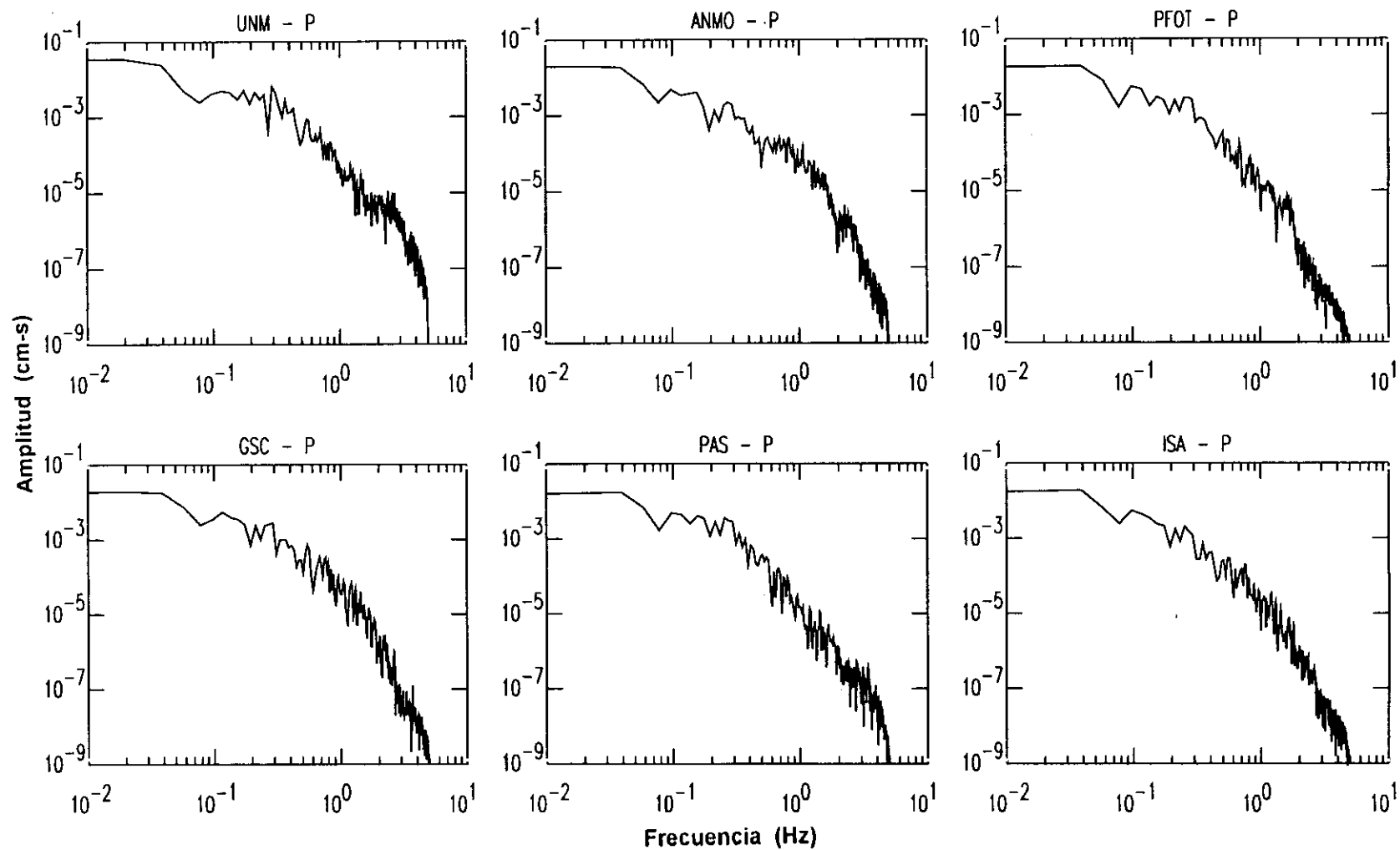


Figura 9.1.2.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 5 de abril de 1991 (sismo 5).

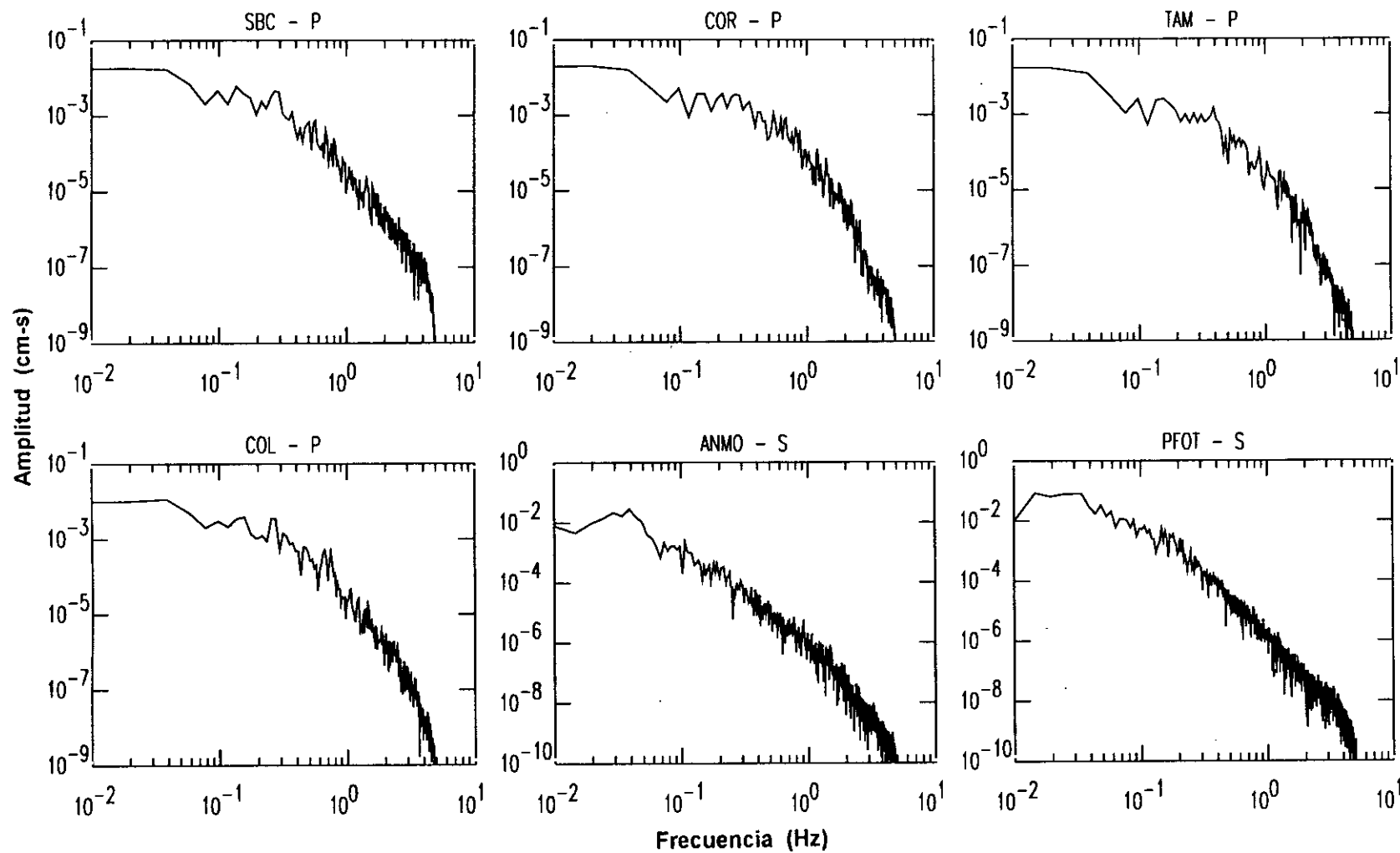


Figura 9.1.2.- Continuación.

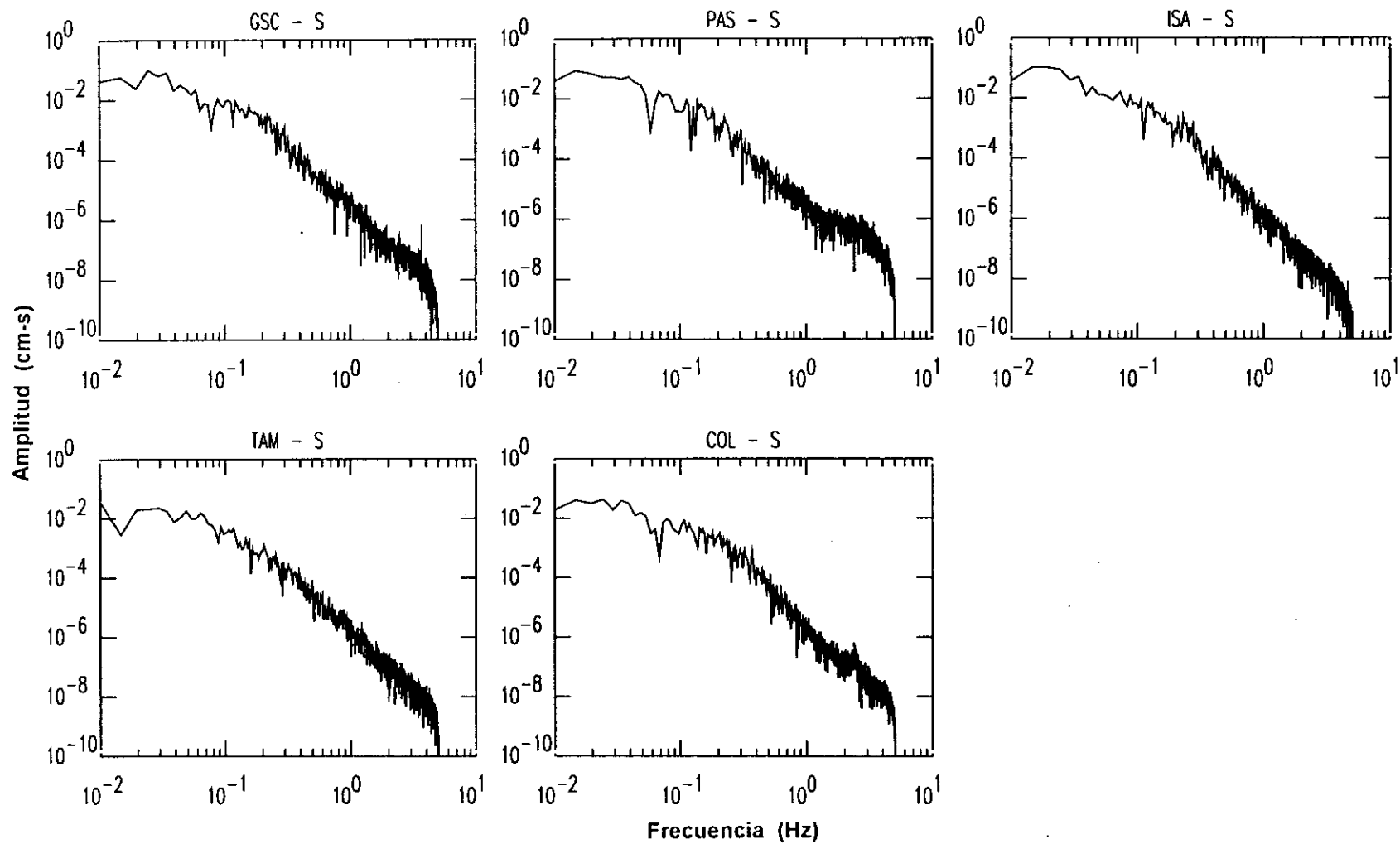


Figura 9.1.2.- Continuación.

Tabla 9.1.3

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13). Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-5}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{17}$ Nm)
ONDA-P						
SJG	28.1	20.1	7	7.0	3.6	1.0
SSPA	48.7	357.9	5	6.5	3.9	1.3
DBIC	72.4	80.3	4	7.0	3.6	1.1
COL	89.9	336.1	4	7.5	3.4	1.5
Valor	Medio:				3.6 (± 0.2)	1.2 (± 0.2)

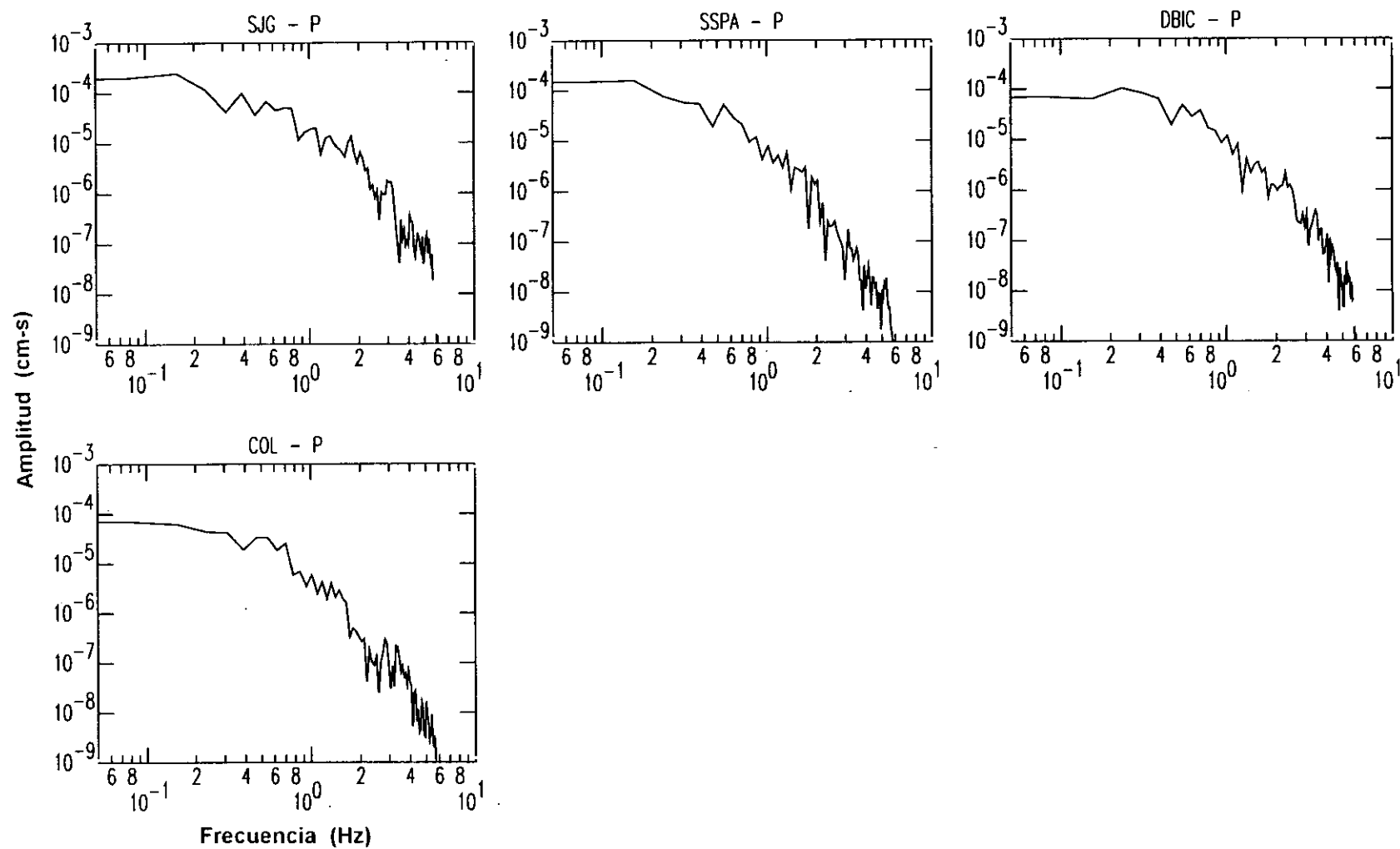


Figura 9.1.3.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 12 de junio de 1995 (sismo 13).

Tabla 9.1.4

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 3 de octubre de 1995-a (sismo 15). Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 (x10 ⁻² cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M ₀ (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-P						
BDFB	32.1	115.3	1.5	1.5	16.8	4.4
SSPA	43.2	359.9	2.0	1.6	15.8	4.8
ANMO	46.1	326.9	1.2	1.7	14.8	3.0
SMTc	50.4	317.9	2.0	1.6	15.8	4.8
PFO	51.3	318.1	2.0	1.6	15.8	4.8
DGR	52.0	317.8	2.0	1.5	16.8	5.0
GSC	52.5	319.6	2.0	1.7	14.8	4.8
PAS	52.7	317.6	2.0	1.8	14.0	4.8
ISA	53.8	319.0	1.5	1.7	14.8	3.7
MLAC	55.2	320.7	2.0	1.6	15.8	4.6
SCZ	56.3	318.2	2.0	1.5	16.8	4.7
CMB	56.4	320.2	2.0	1.5	16.8	4.8
MBO	62.7	72.3	1.7	1.5	16.8	5.1
ASCN	63.4	97.4	1.8	1.8	14.0	5.4
DBIC	73.5	82.2	1.7	1.7	14.8	4.0
TAM	85.0	66.9	1.2	1.7	14.8	3.7
ALE	85.4	2.0	2.0	1.7	14.8	5.7
SSB	86.6	44.5	1.5	1.5	16.8	4.7
Valor	Medio:				15.6(±1.0)	4.6 (±0.6)
ONDA-S						
PLCA	38.3	171.0	4.0	0.8	17.6	4.5
HRV	45.4	6.5	4.0	0.9	15.7	5.8
PFO	51.3	318.1	3.0	0.8	17.6	5.1
DGR	52.0	317.8	4.0	0.8	17.6	5.6
PAS	52.7	317.6	3.0	0.9	15.7	4.6
KIP	81.8	291.9	3.0	0.9	15.7	4.9
ALE	85.4	2.0	2.0	1.0	14.1	3.6
TAM	85.0	66.9	2.5	0.8	17.6	3.2
SSB	86.6	44.5	3.0	0.9	15.7	4.0
Valor	Medio:				16.4(±1.2)	4.6(±0.8)

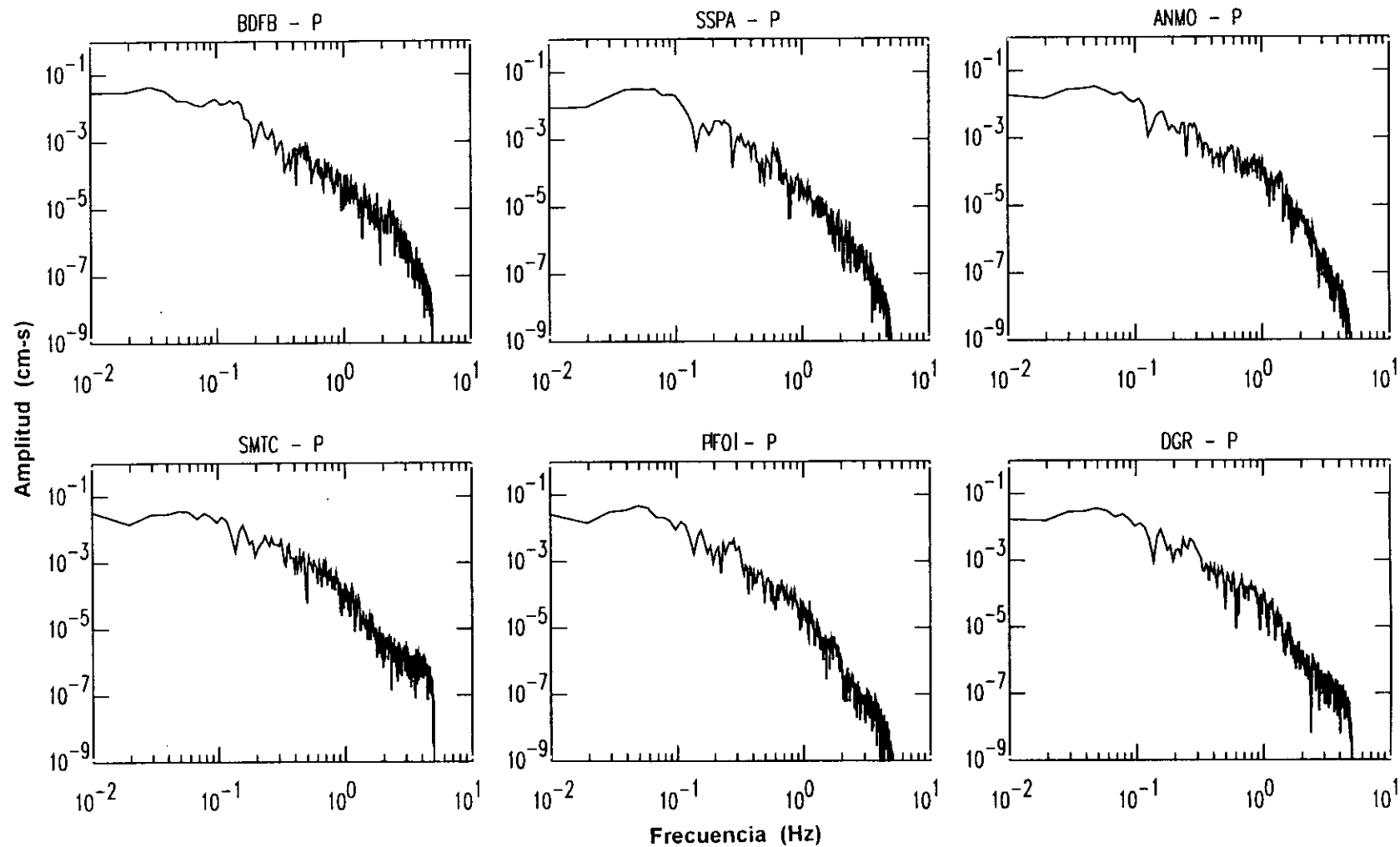


Figura 9.1.4.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 3 de octubre de 1995 (sismo 15).

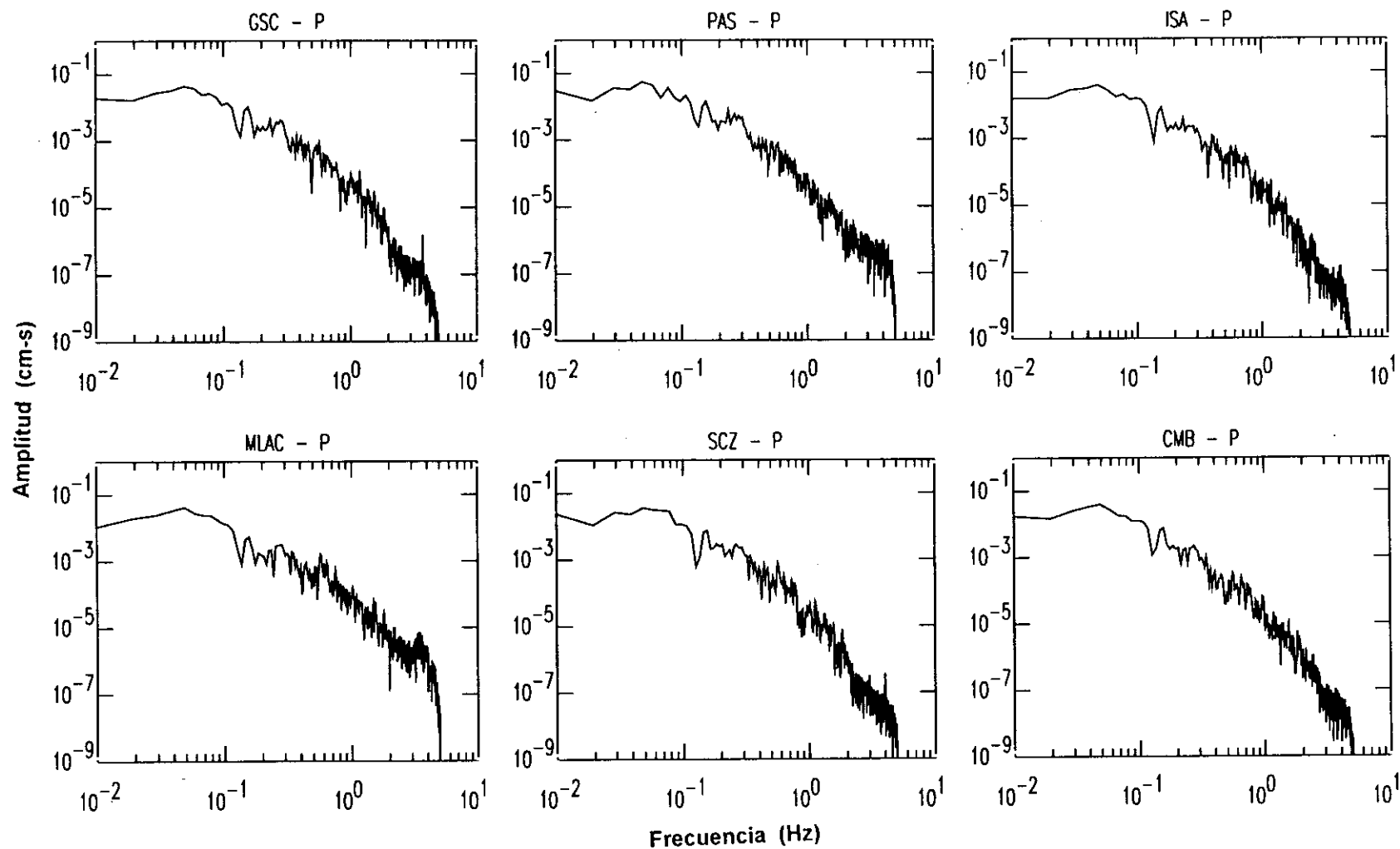


Figura 9.1.4.- Continuación.

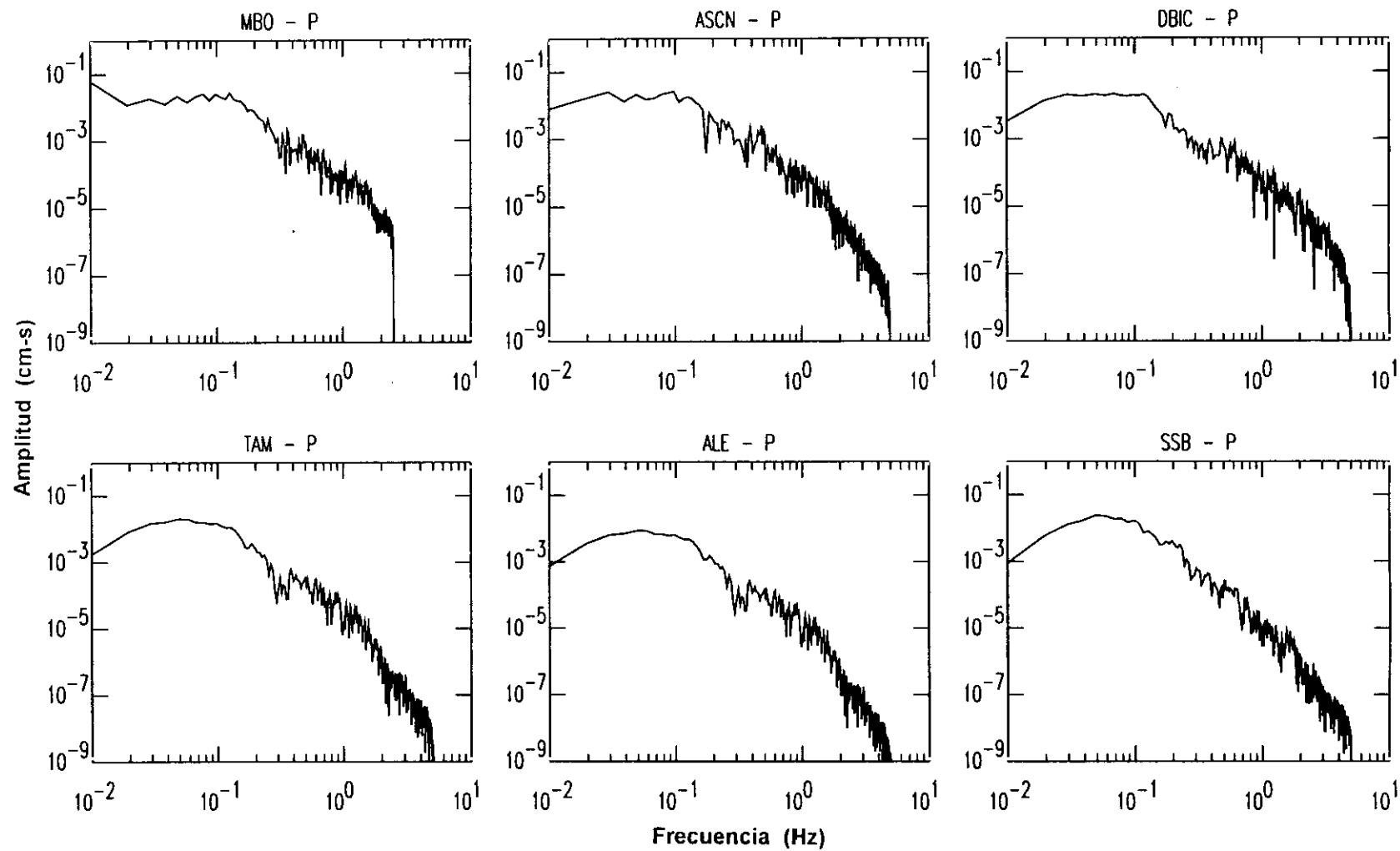


Figura 9.1.4.- Continuación.

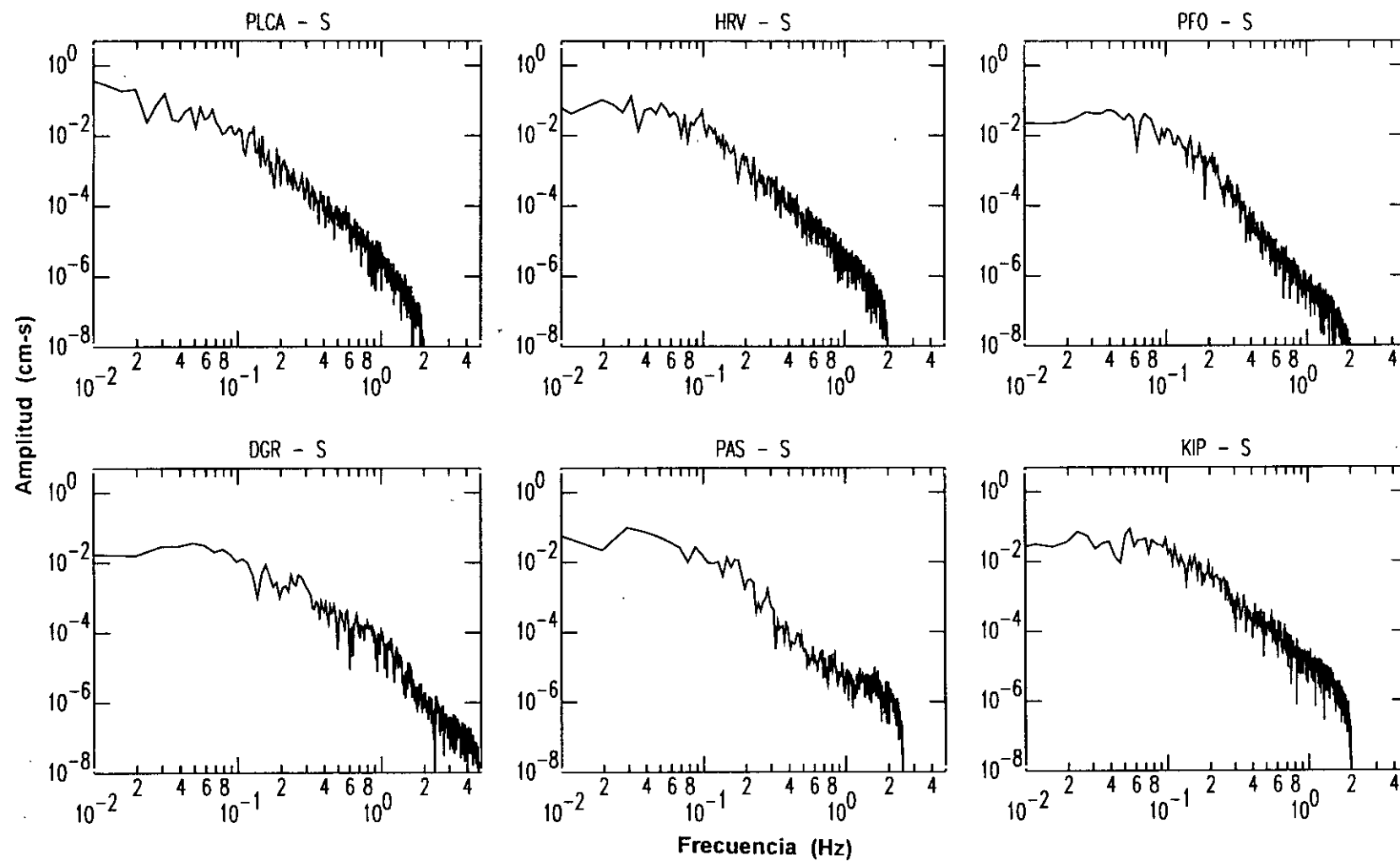


Figura 9.1.4.- Continuación.

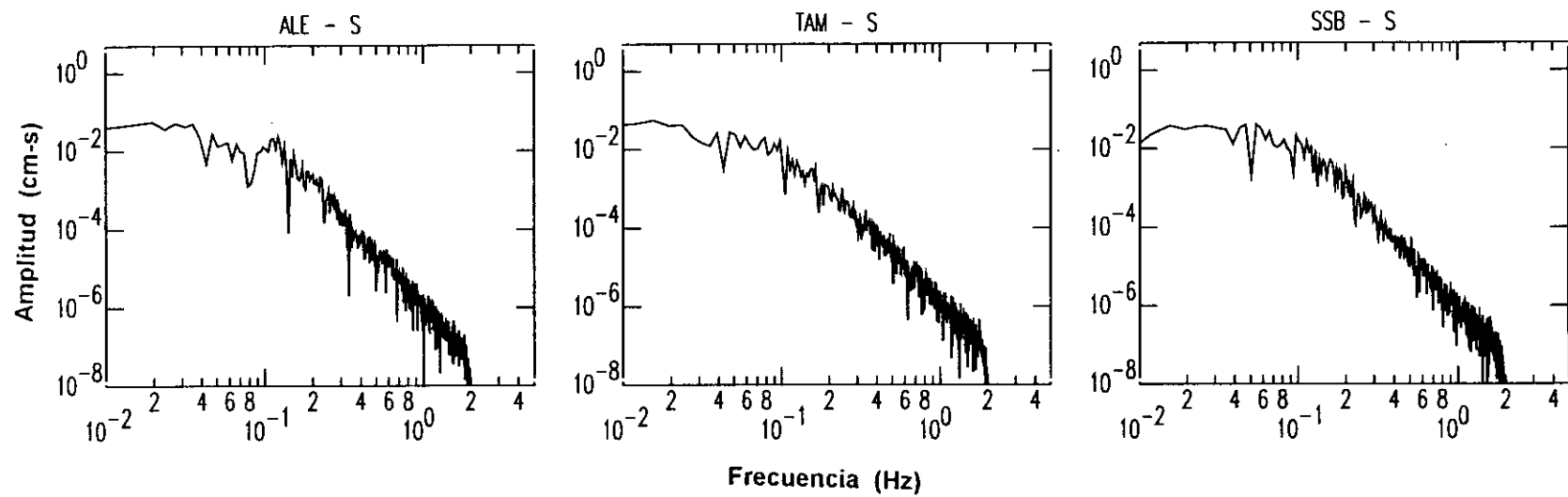


Figura 9.1.4.- Continuación.

Tabla 9.1.5

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 3 de octubre de 1995-b (sismo 16). Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-3}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{18}$ Nm)
ONDA-P						
HKT	36.8	333.5	3.0	1.9	13.3	5.0
SSPA	43.2	0.1	2.0	1.9	13.3	3.1
GLA	49.9	318.7	3.0	2.0	12.6	4.3
BAR	50.9	317.1	2.0	2.2	11.5	2.7
DGR	51.7	317.9	2.5	2.0	12.6	3.4
GSC	52.5	319.6	3.0	2.2	11.5	4.1
PAS	52.7	317.7	4.0	1.8	14.0	5.5
ISA	53.8	319.0	3.0	2.0	12.6	4.1
SCZ	56.3	318.3	2.0	1.8	14.0	2.7
CMB	56.5	320.2	2.5	1.8	14.0	3.3
MBO	62.7	72.3	2.5	2.0	12.6	3.8
COL	84.1	336.2	2.0	2.0	12.6	3.8
TAM	85.0	66.9	2.0	2.0	12.6	4.7
ALE	85.5	2.0	2.5	2.0	12.6	5.2
Valor	Medio:				12.8(± 0.7)	3.9 (± 0.8)

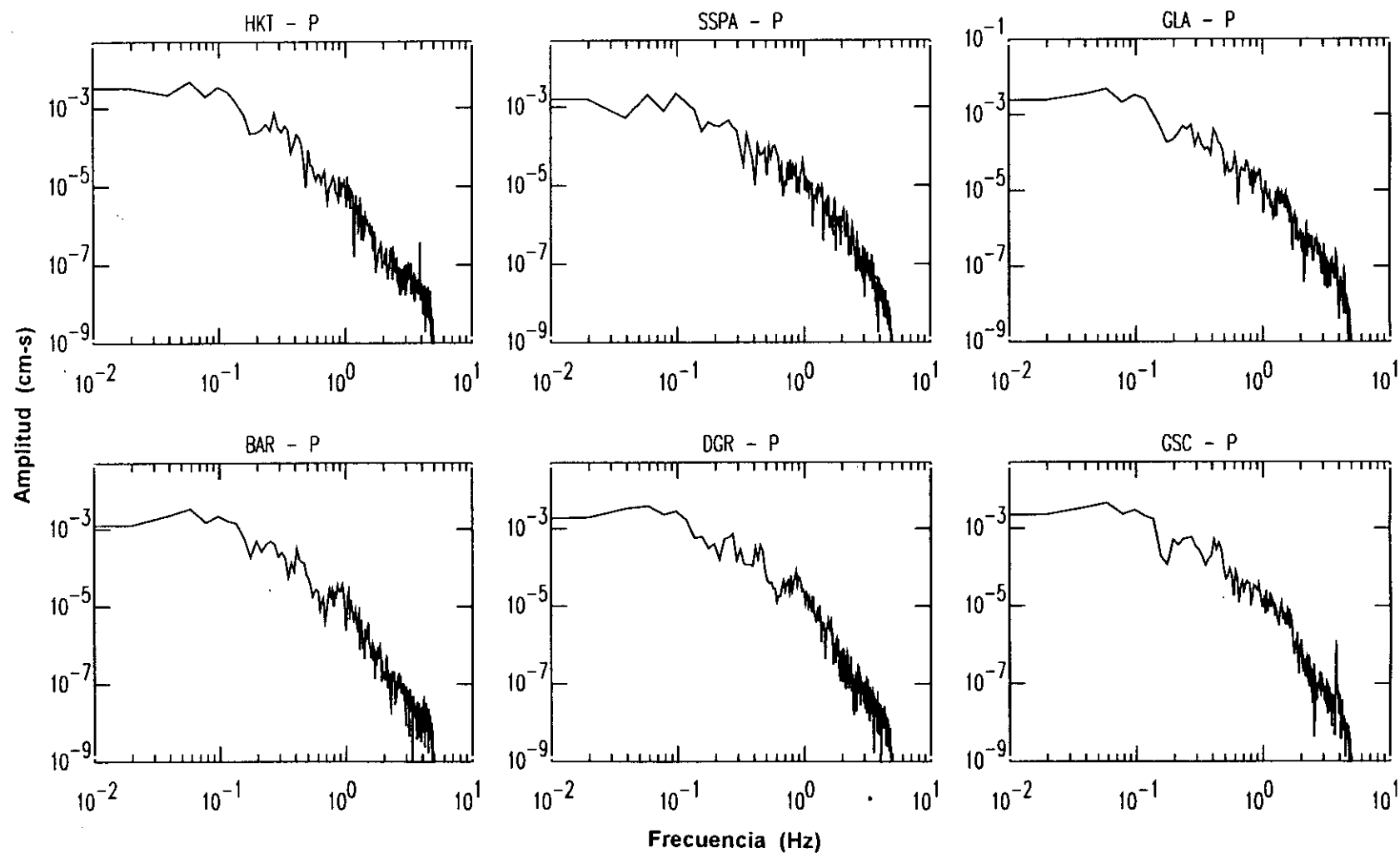


Figura 9.1.5.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 3 de octubre de 1995 (sismo 16).

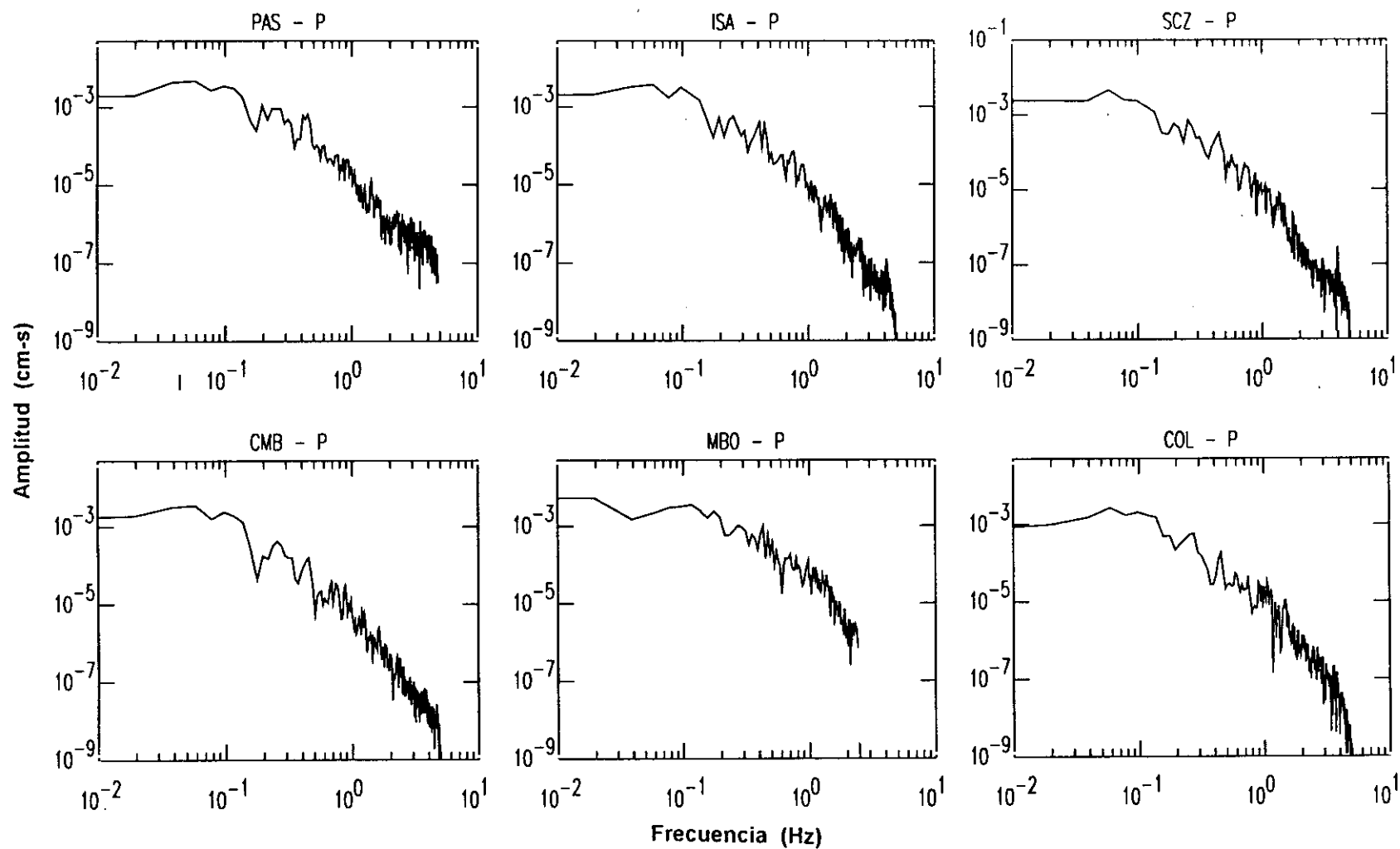


Figura 9.1.5.- Continuación.

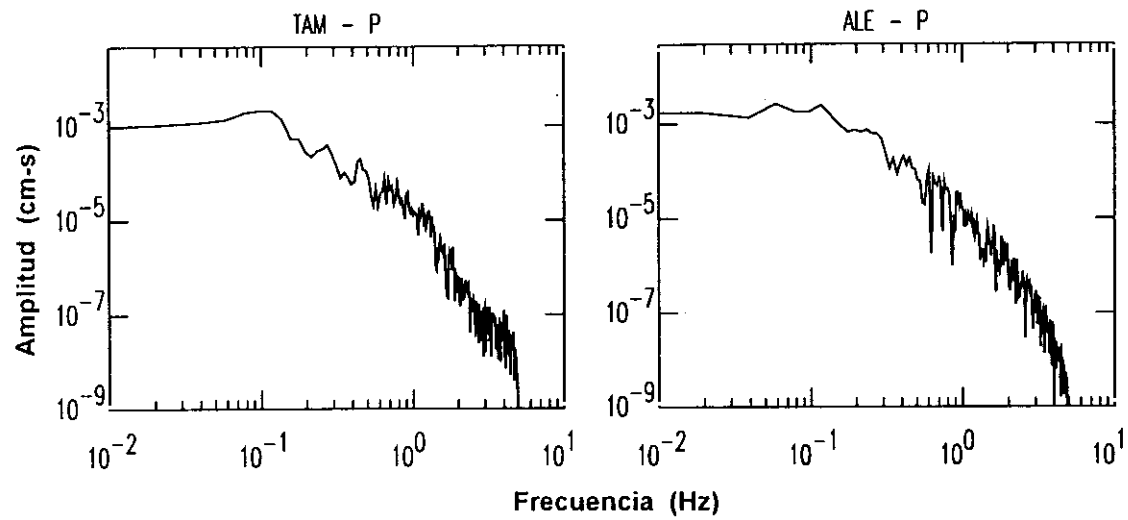


Figura 9.1.5.- Continuación.

Tabla 9.1.6

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17). Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-2}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{19}$ Nm)
ONDA-P						
KOG	30.5	62.3	3.0	1.1	23.0	7.5
SJG	30.6	25.7	2.5	1.1	23.0	7.5
PLCA	32.0	167.0	1.2	1.1	23.0	7.9
TRRB	37.0	114.1	3.0	1.2	21.1	7.8
NATB	37.9	111.9	2.5	1.2	21.1	7.2
SSPA	50.0	1.6	1.0	1.1	23.0	6.4
ANMO	51.1	331.4	1.0	1.1	23.0	6.4
TUC	51.2	325.7	1.0	1.1	23.0	6.0
HRV	52.3	7.4	1.5	1.1	23.0	6.3
PFO	55.4	322.5	1.0	1.1	23.0	6.1
DGR	55.8	322.2	1.0	1.1	23.0	6.2
GSC	56.8	323.7	1.0	1.2	21.1	6.1
MLAC	59.6	324.3	1.0	1.1	23.0	6.2
SCZ	60.4	321.9	1.0	1.1	23.0	6.0
CMB	60.8	323.7	1.0	1.1	23.0	6.0
ASCN	64.3	94.2	2.0	1.2	21.1	6.9
SHEL	71.9	103.6	2.0	1.4	18.0	7.8
DBIC	76.1	80.6	2.0	1.1	23.0	7.1
PAB	84.8	48.6	1.5	1.1	23.0	6.5
ESK	90.1	33.7	1.0	1.1	23.0	6.2
Valor	Medio:				22.4 (± 1.2)	6.7 (± 0.7)
ONDA-S						
PLCA	32.0	167.0	3.5	1.00	14.1	6.4
UNM	34.4	326.6	5.0	0.80	17.7	7.4
NATB	37.9	111.9	3.0	0.80	17.7	5.9
HRV	52.3	7.4	5.0	0.70	20.2	7.3
GLA	54.1	323.2	5.5	0.65	21.7	8.4
DGR	55.8	322.2	4.0	0.80	17.7	6.3
GSC	56.8	323.7	5.0	0.70	20.2	7.5
SNCC	57.1	320.1	5.0	0.70	20.2	7.7
OSI	57.5	321.8	4.0	0.75	18.8	6.1
ISA	58.0	322.9	5.0	0.70	20.2	7.7
SCZ	60.4	321.9	5.5	0.70	20.2	8.0
CMB	60.8	322.7	5.0	0.70	20.2	7.3
Valor	Medio:				19.1 (± 1.9)	7.2 (± 0.7)

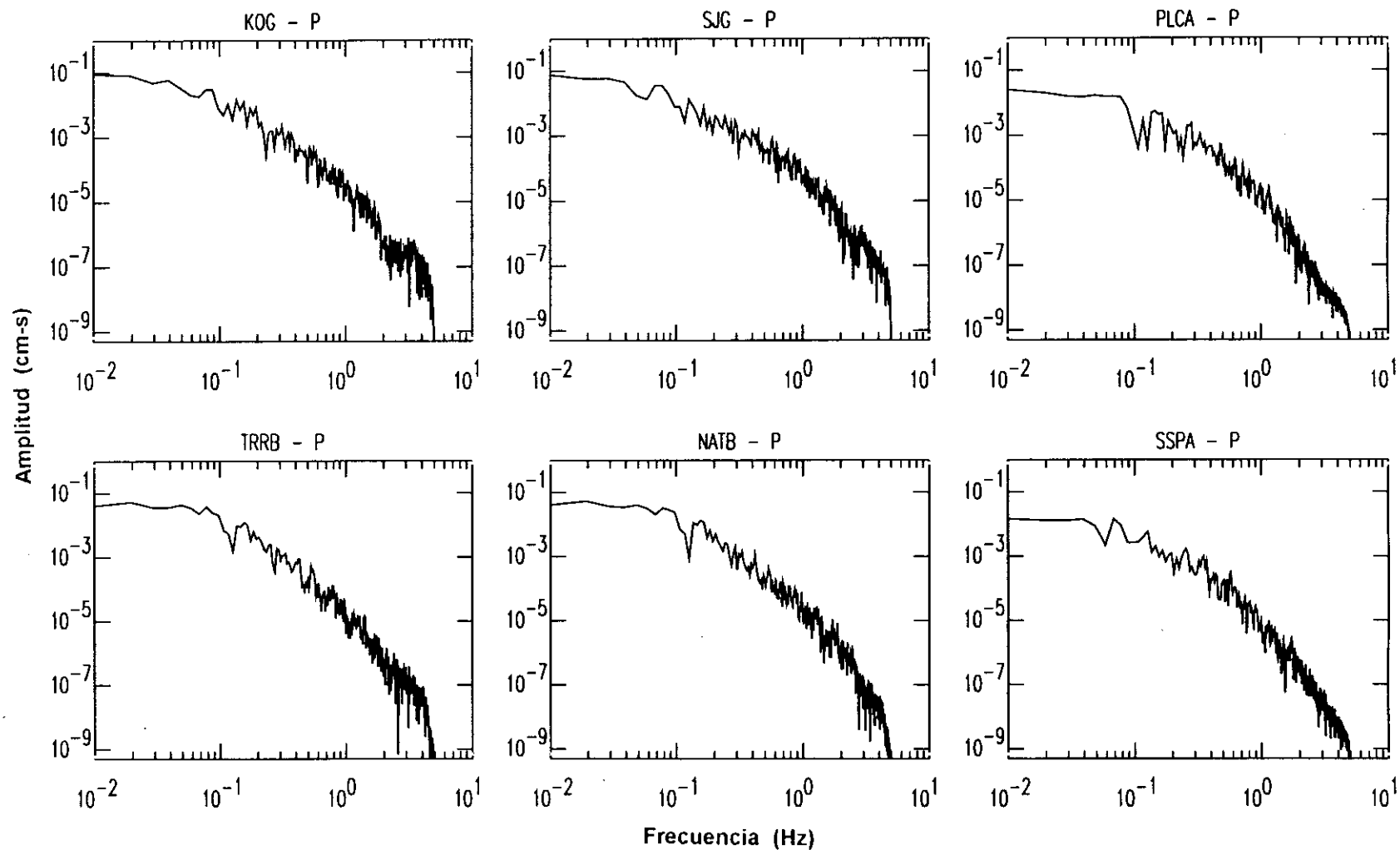


Figura 9.1.6.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 21 de febrero de 1996 (sismo 17).

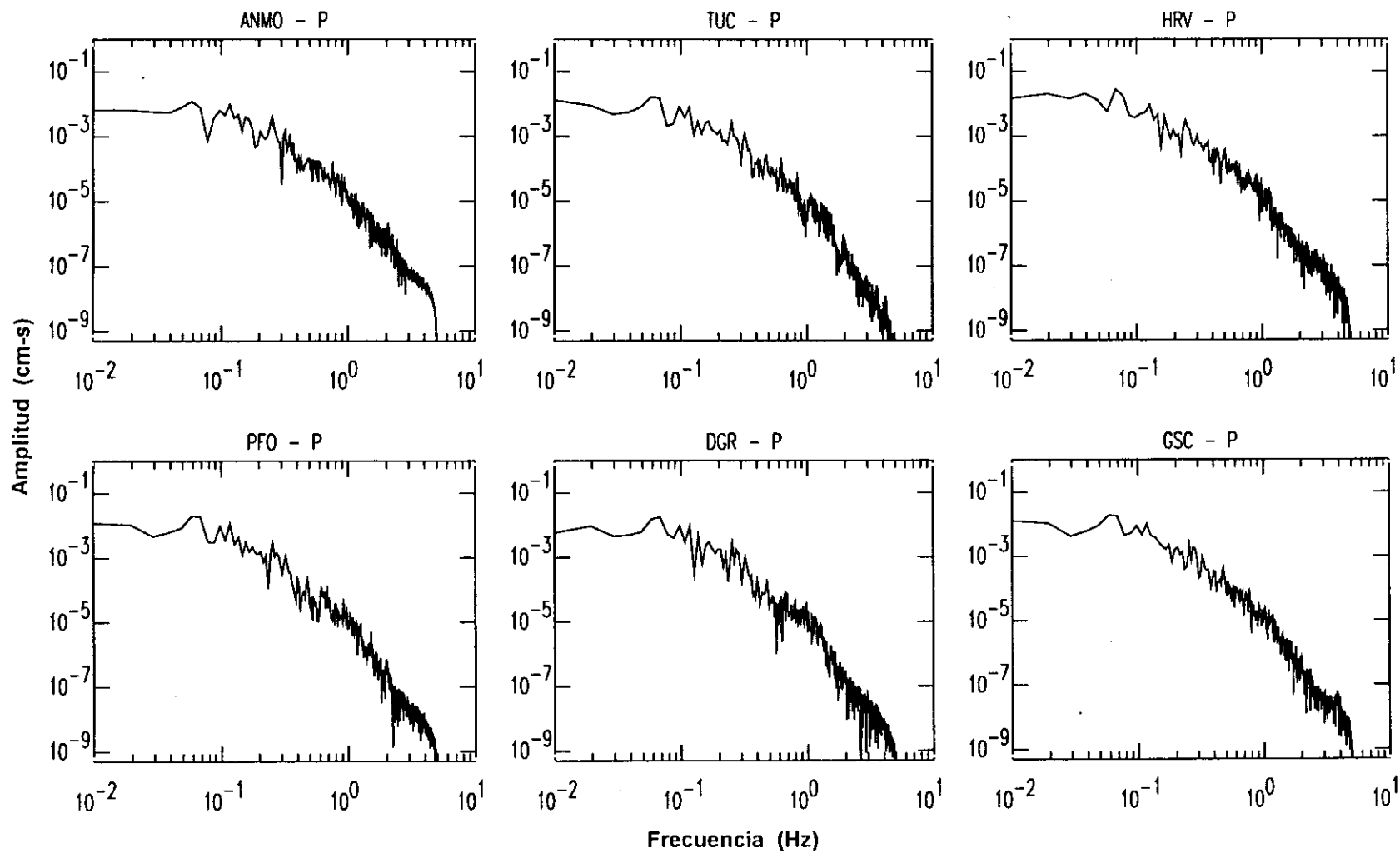


Figura 9.1.6.- Continuación.

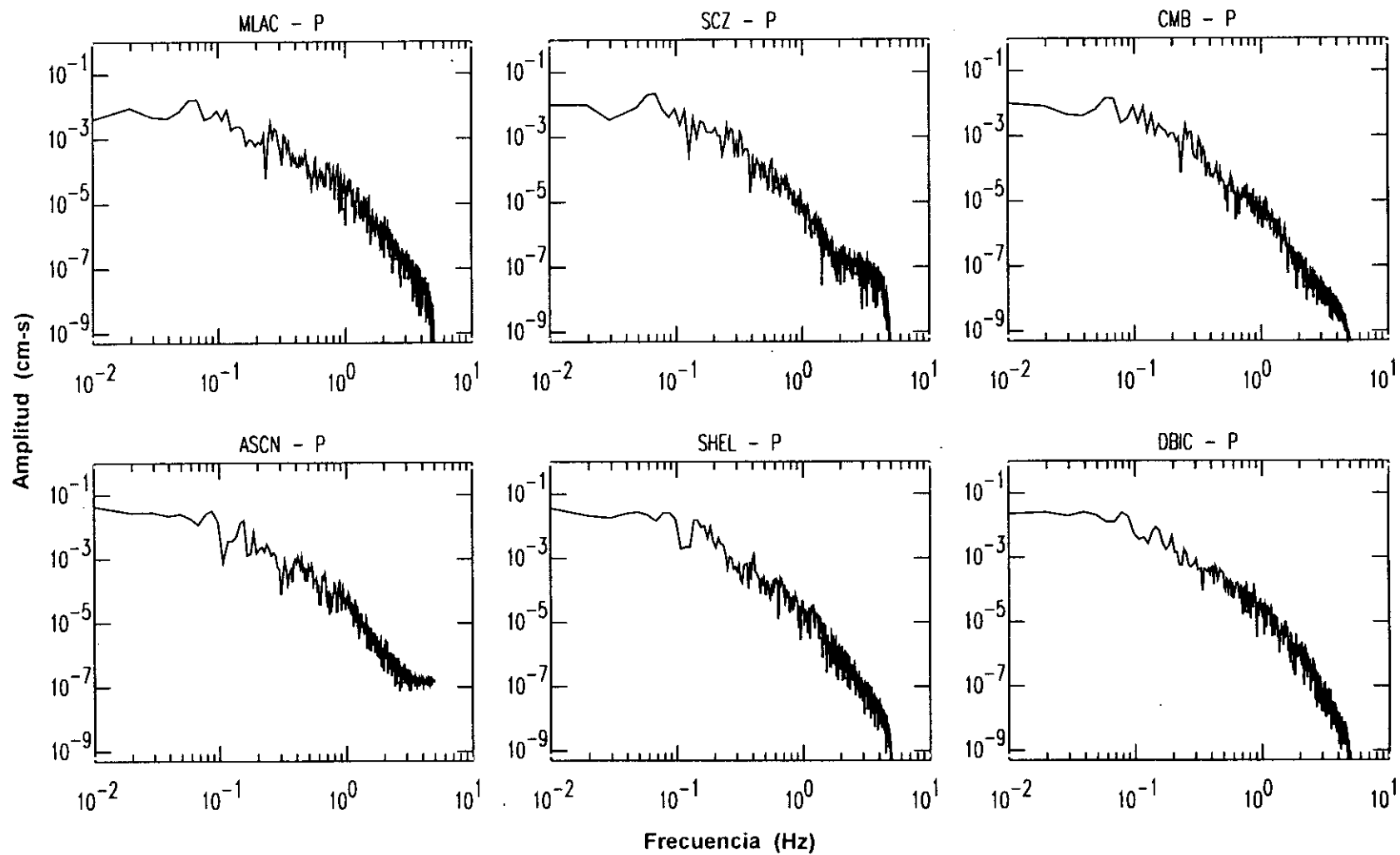


Figura 9.1.6.- Continuación.

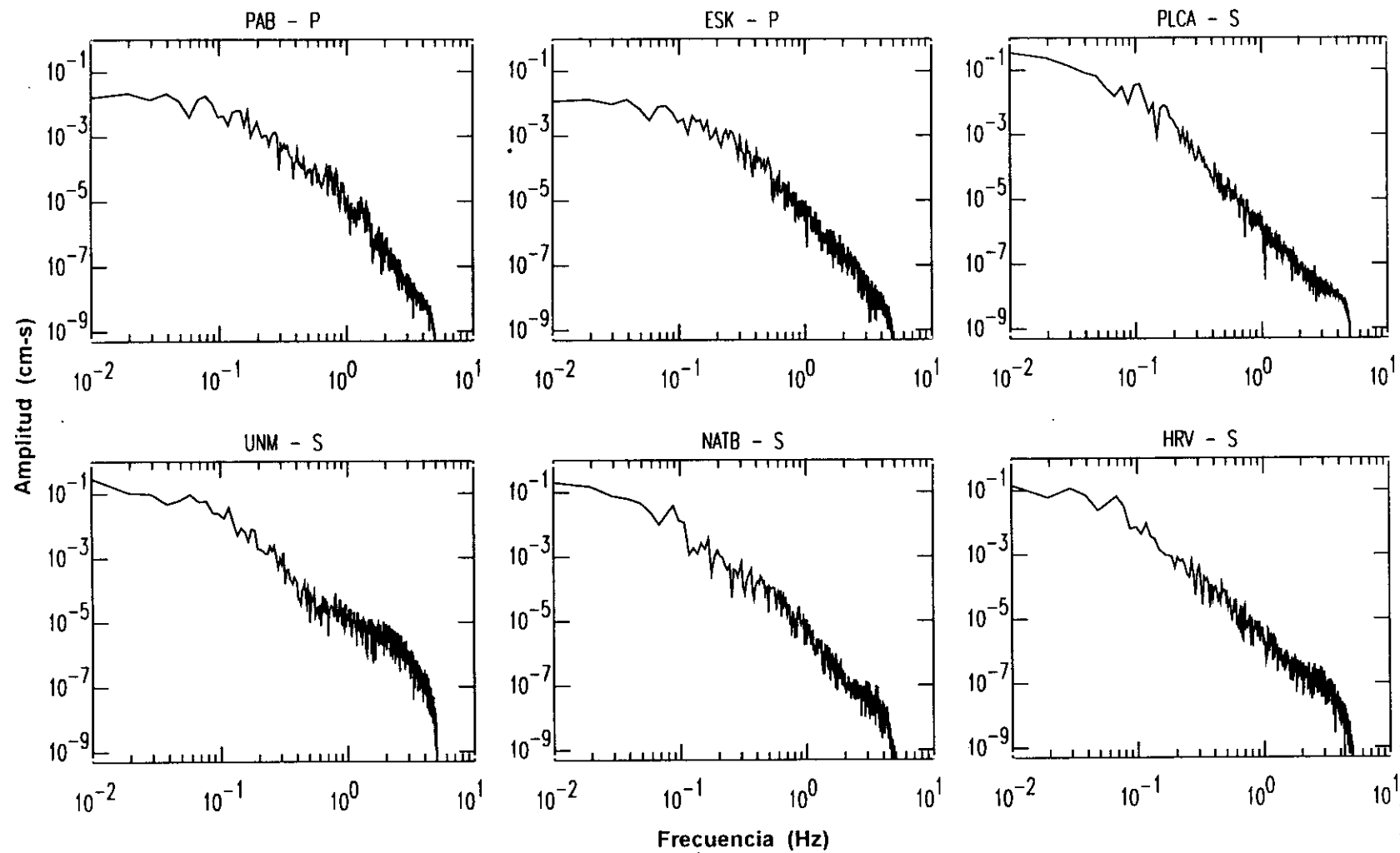


Figura 9.1.6.- Continuación.

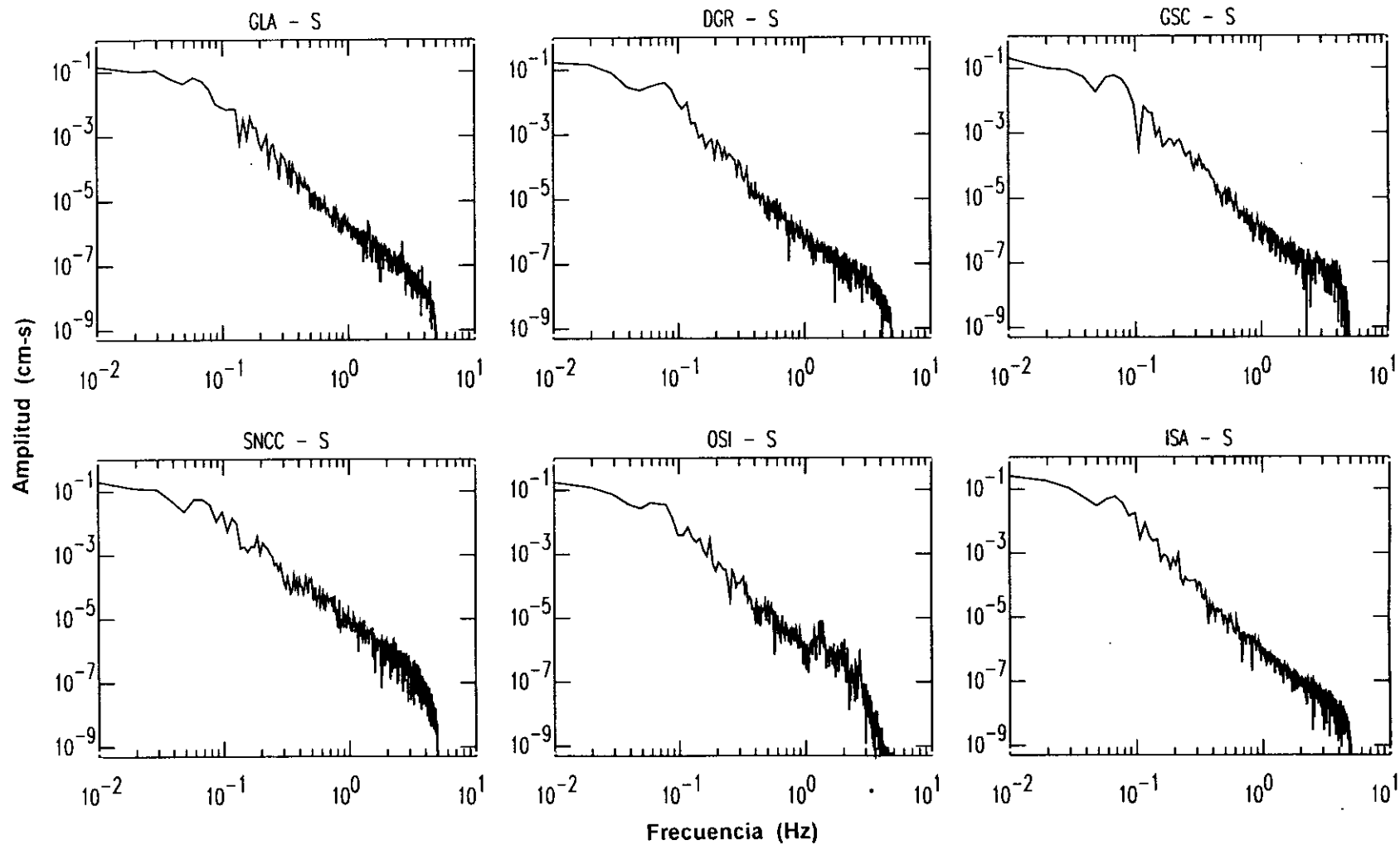


Figura 9.1.6.- Continuación.

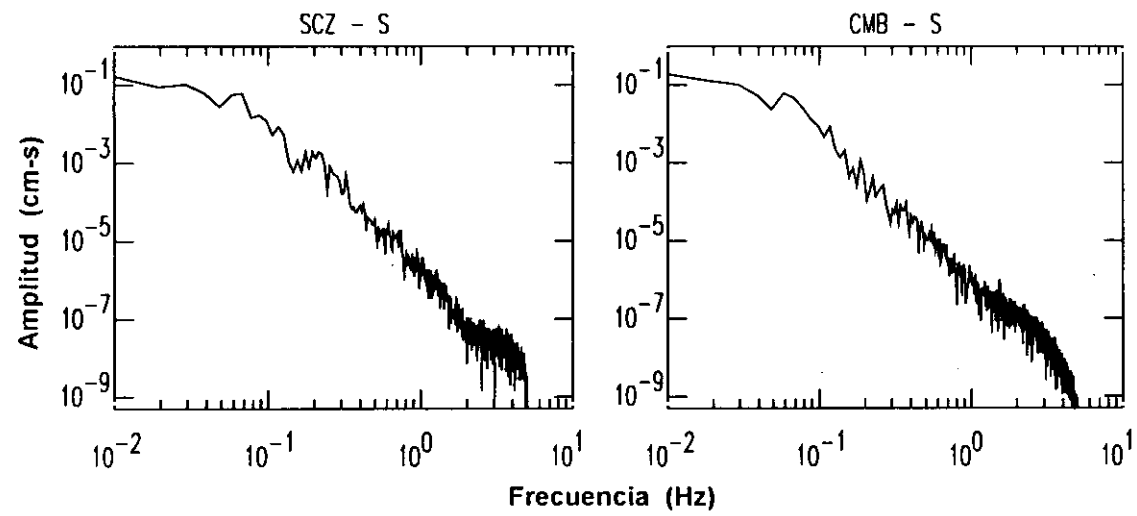


Tabla 9.1.7

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18).

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-4}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{17}$ Nm)
ONDA-P						
SJG	31.0	6.0	2.0	4.0	6.5	5.5
EFI	39.4	169.1	1.2	5.0	5.2	5.6
HKT	49.7	329.5	1.1	4.1	6.3	3.5
SSPA	53.9	352.0	1.1	4.5	5.7	2.9
HRV	55.2	358.0	1.0	6.0	4.3	2.9
ANMO	59.1	324.8	1.0	4.0	6.5	3.3
GLA	63.0	317.8	1.2	4.1	6.3	4.2
PFO	64.4	317.3	1.0	4.0	6.5	3.5
GSC	65.6	318.6	1.1	4.8	5.4	3.8
ISA	66.9	318.0	1.0	4.0	6.5	3.7
DBIC	67.0	76.9	1.5	4.5	5.8	4.0
MLAC	68.4	319.5	1.1	5.0	5.2	3.8
SPA	77.1	180.0	1.5	4.1	6.3	3.6
BOSA	87.9	118.7	1.5	4.0	6.5	6.4
Valor	Medio:				5.9 (± 0.6)	4.1 (± 1.0)

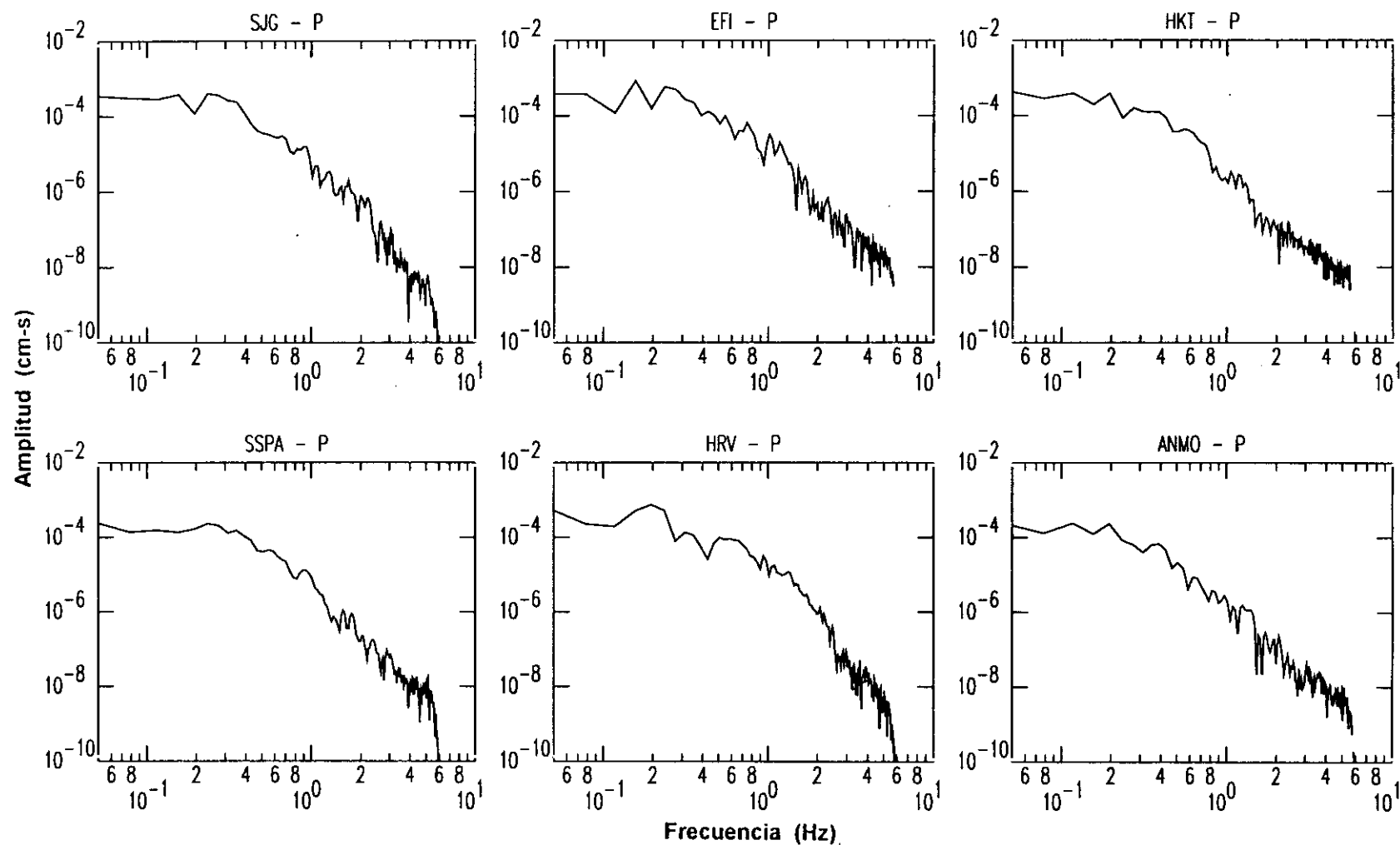


Figura 9.1.7.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 10 de marzo de 1996 (sismo 18).

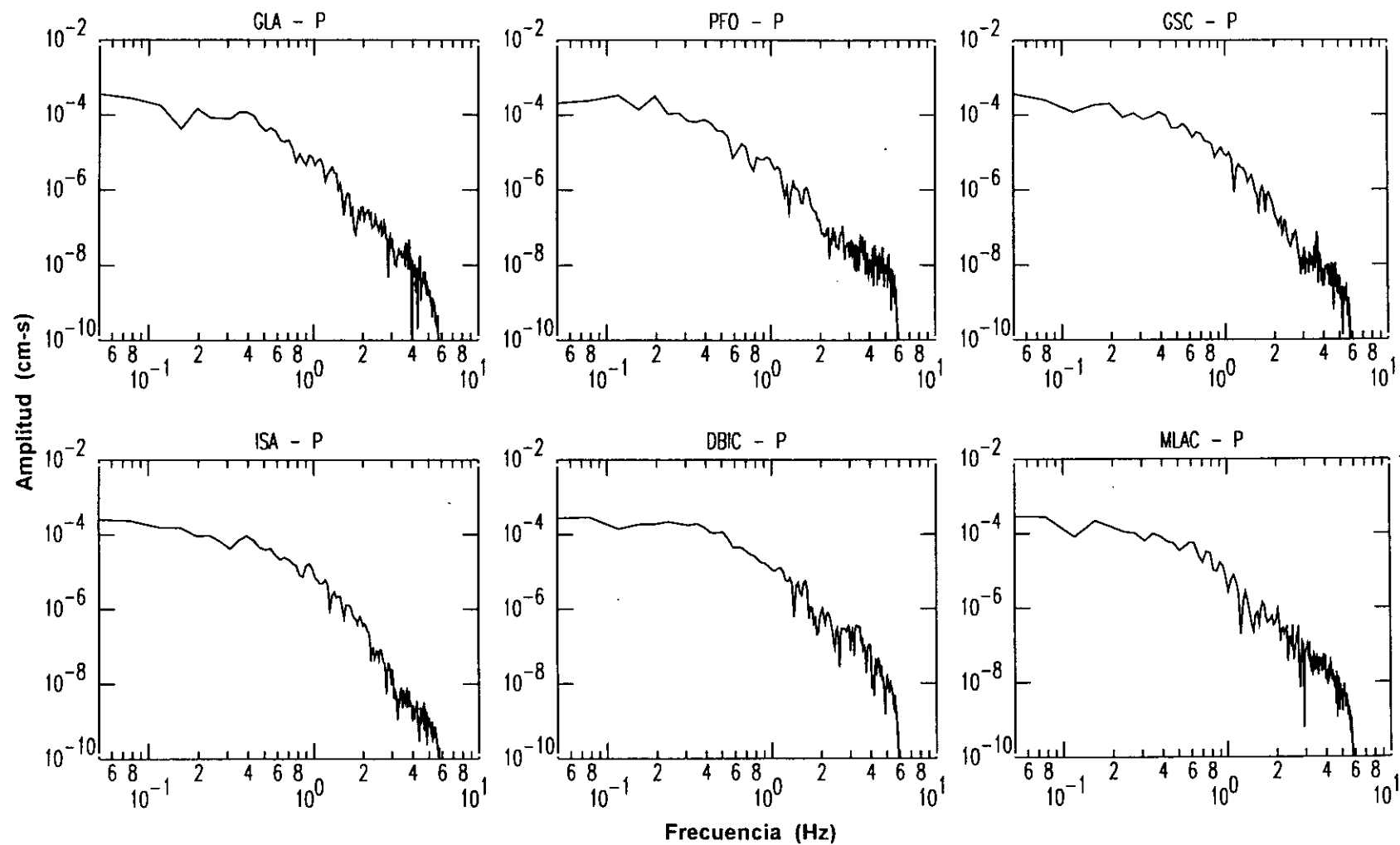


Figura 9.1.7.- Continuación.

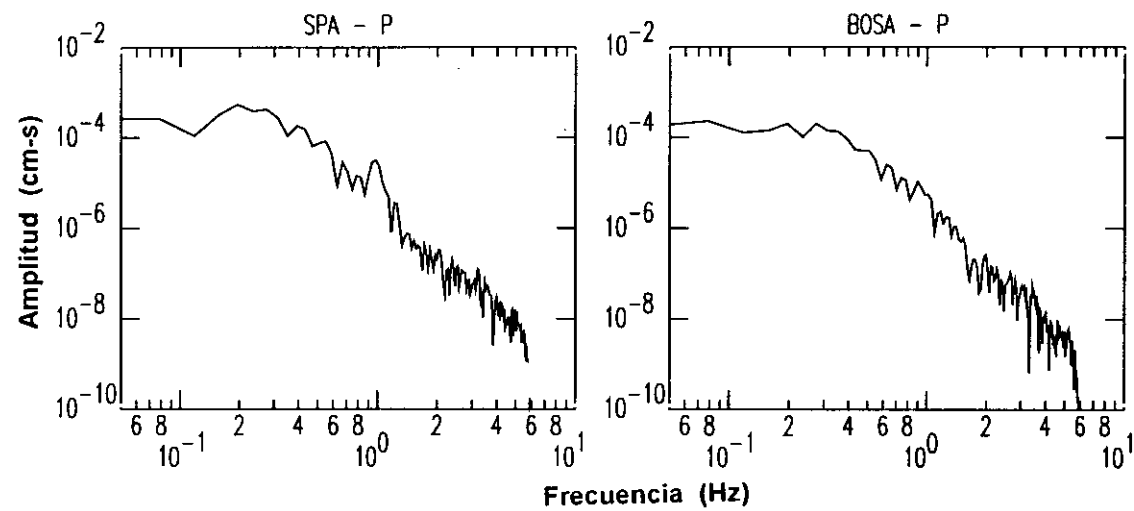


Figura 9.1.7.- Continuación.

Tabla 9.1.8

Parámetros de los espectros de la amplitud de la onda P y S para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19). Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-1}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{20}$ Nm)
ONDA-P						
KOG	30.3	50.2	2.0	1.00	25.3	2.8
UNM	41.0	325.5	1.0	1.20	21.1	4.5
CCM	54.7	344.9	1.0	1.10	23.0	2.9
SSPA	55.3	357.9	1.0	1.20	21.1	2.3
HRV	57.3	3.6	1.0	1.10	23.0	2.1
TUC	57.8	324.8	0.6	1.20	21.1	2.1
ASCN	60.3	90.6	1.5	1.30	21.1	2.3
BAR	61.5	320.9	0.6	1.20	21.1	2.1
PAS	63.4	321.2	0.9	1.15	22.0	3.2
GPO	64.2	322.7	0.6	1.10	23.0	2.1
MBO	64.9	66.0	2.0	1.10	23.0	3.1
MLAC	66.2	323.6	0.7	1.15	22.0	2.5
SCZ	67.0	321.2	0.8	1.10	23.0	2.9
SHEL	67.1	101.2	2.0	1.10	23.0	3.8
CMB	67.4	323.0	1.0	1.15	22.0	3.7
DBIC	73.4	78.2	2.0	1.10	23.0	3.7
VNDA	82.1	190.7	1.0	1.20	21.1	3.0
SFUC	83.1	49.3	2.0	1.30	21.1	4.0
SFJ	83.8	9.6	1.0	1.10	23.0	2.7
PAB	85.6	47.3	1.0	1.15	22.0	2.3
SUR	87.4	122.7	0.8	1.50	21.1	2.7
DSB	90.0	34.4	0.9	1.00	25.3	2.9
Valor	Medio:				22.3 (± 1.2)	2.9 (± 0.6)
ONDA-S						
SJG	34.2	16.2	5.0	0.9	15.7	4.4
EFI	38.9	162.8	8.0	0.6	23.6	5.5
UNM	41.0	325.5	5.0	0.9	15.7	3.5
PAS	63.4	321.2	4.0	0.8	17.7	3.5
SCZ	67.0	321.2	4.0	0.7	21.2	3.8
VNDA	82.1	190.7	5.0	0.7	20.2	5.5
SFUC	83.0	49.3	4.0	0.6	23.6	5.3
SUR	87.4	122.7	3.0	0.8	17.7	2.9
Valor	Medio:				19.4 (± 3.0)	4.3 (± 0.9)

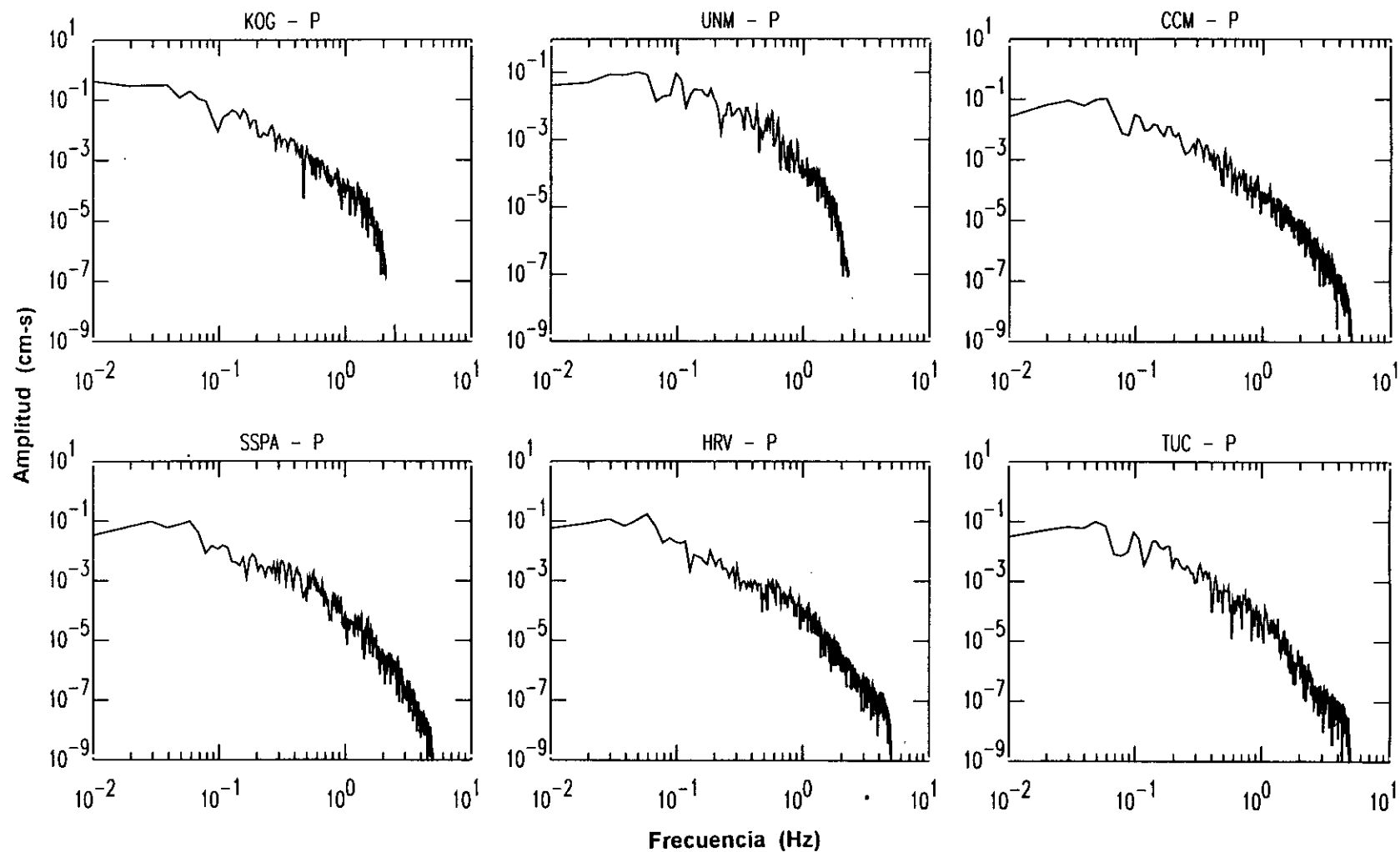


Figura 9.1.8.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19).

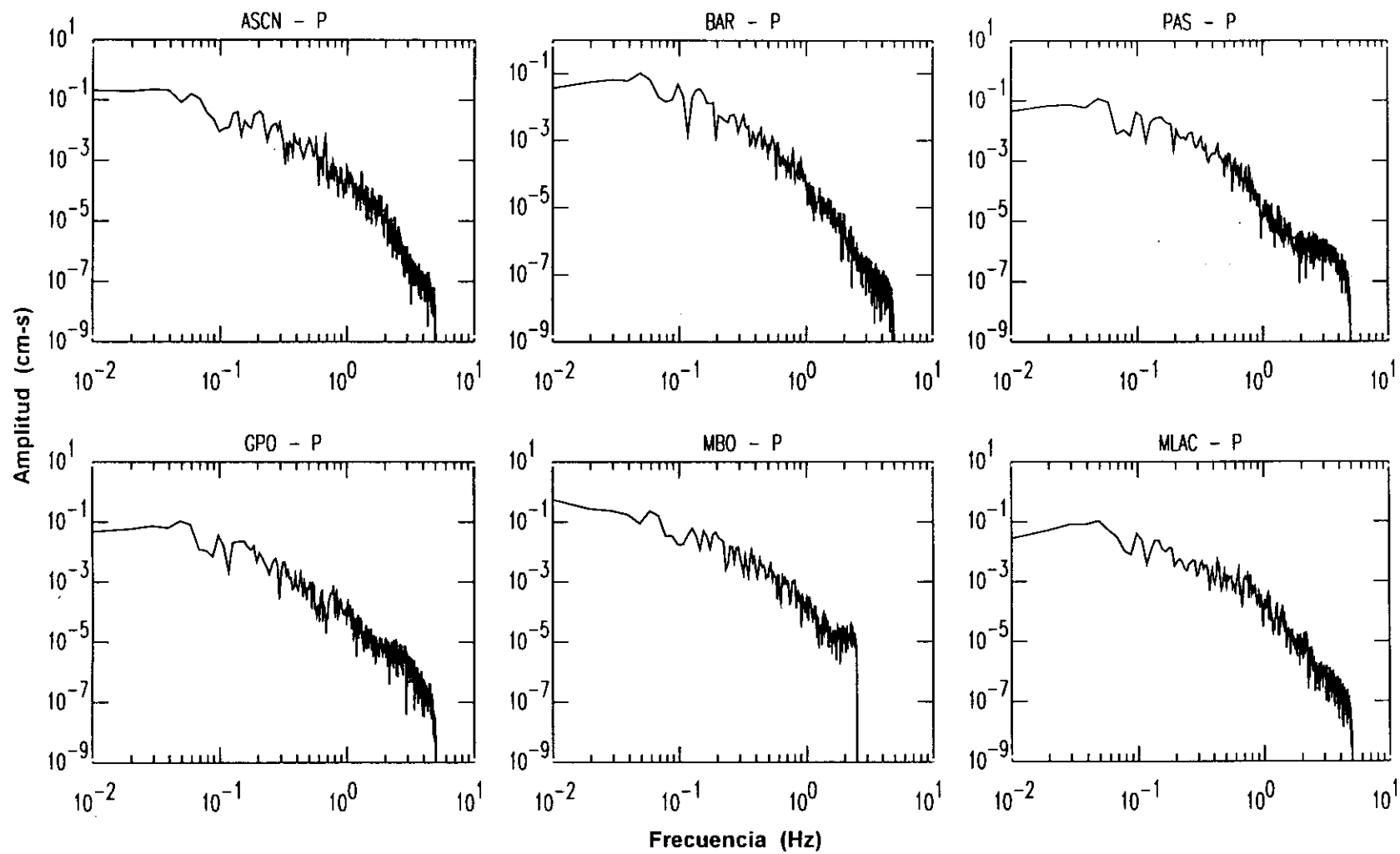


Figura 9.1.8.- Continuación.

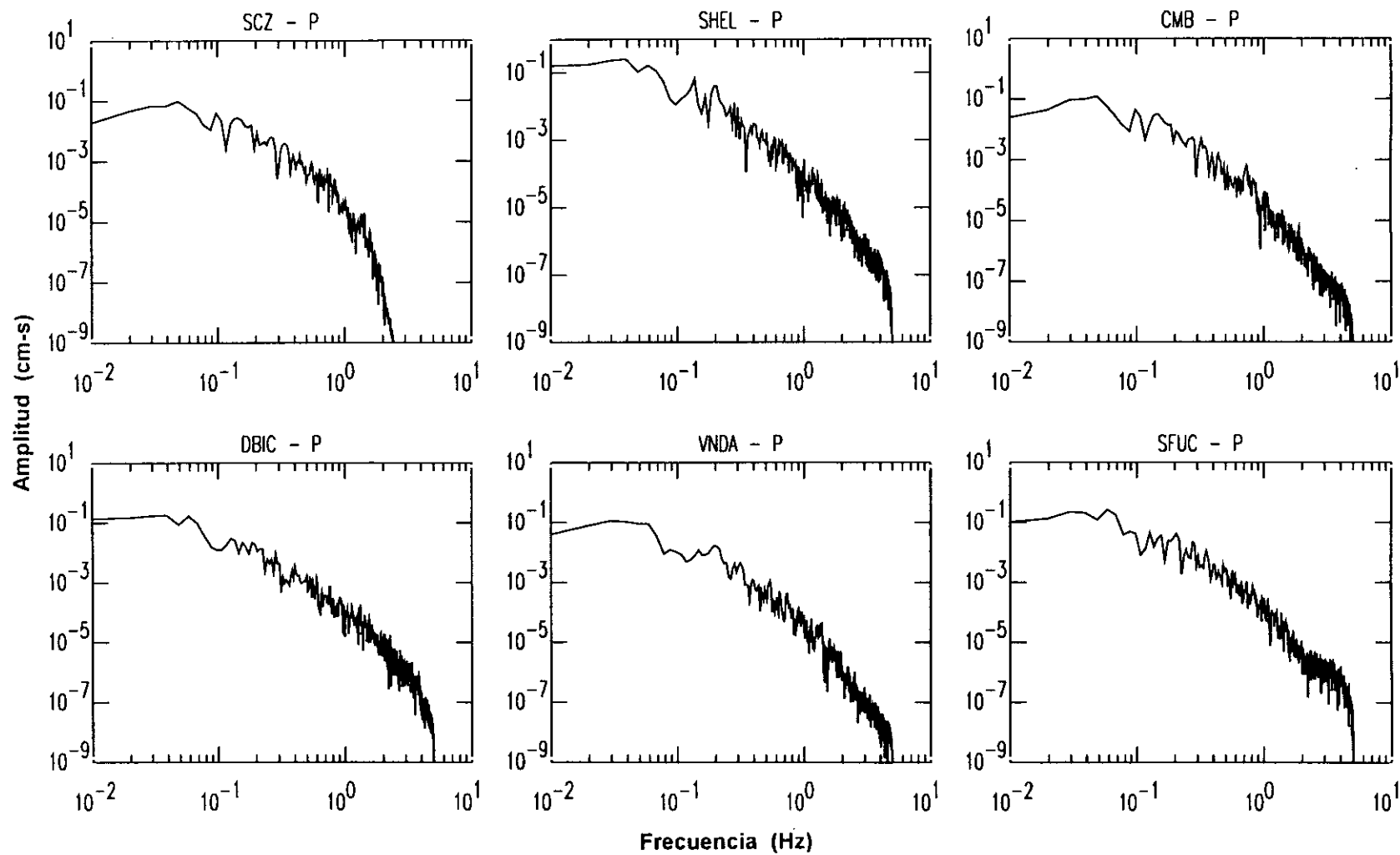


Figura 9.1.8.- Continuación.

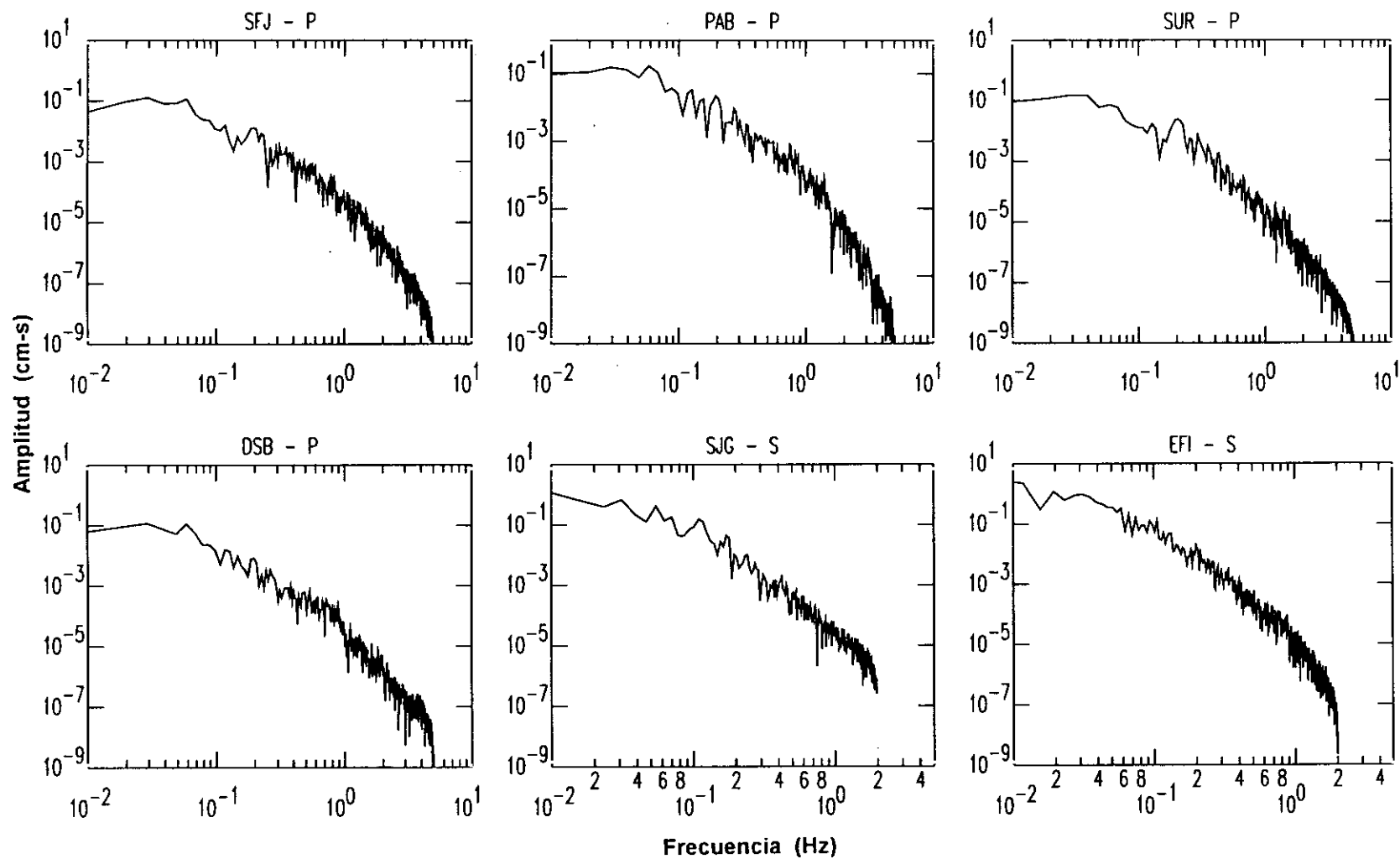


Figura 9.1.8.- Continuación.

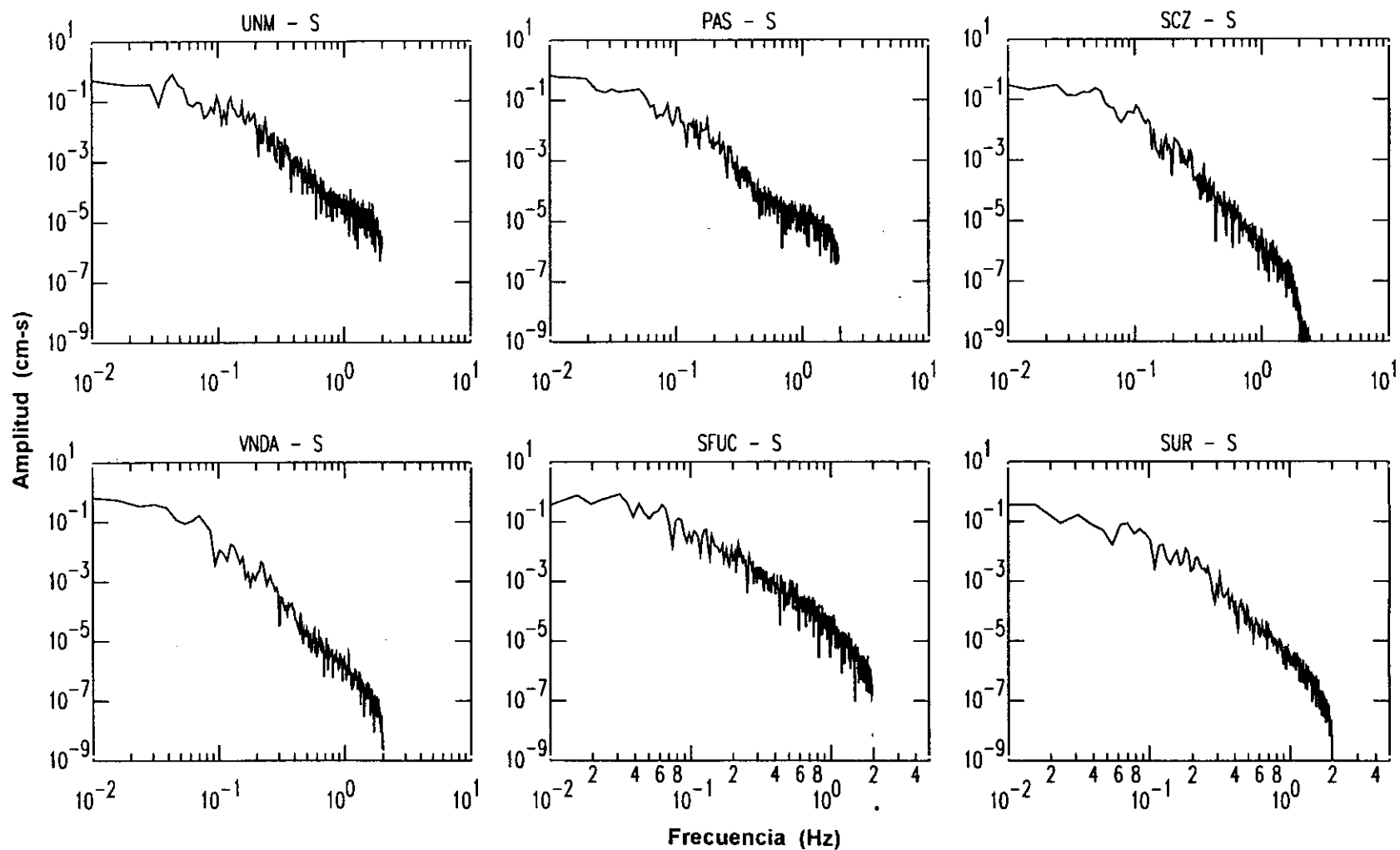


Figura 9.1.8.- Continuación.

Tabla 9.1.9

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para las tres réplicas del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 19) analizadas en este estudio. Otros ver Tabla 9.1.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_o (x10 ⁻⁴ cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M_o (x10 ¹⁸ Nm)
Replica - 1						
ONDA - P						
CCM	54.6	345.0	9.0	3.0	7.4	1.2
TUC	57.7	324.8	8.0	3.0	7.4	1.3
DBIC	73.4	78.3	10.0	3.1	7.2	2.2
VNDA	82.2	190.7	5.0	3.2	6.9	0.9
Valor	Medio:				7.2 (±0.2)	1.4 (±0.4)
Replica – 2						
ONDA – P						
SJG	34.6	15.7	12.0	2.8	7.9	1.2
DBIC	73.3	78.0	10.0	2.5	8.9	2.1
VNDA	81.6	190.7	5.0	3.0	7.4	1.0
Valor	Medio:				8.1(±0.6)	1.4(±0.4)
Replica - 3						
ONDA – P						M_o x10 ¹⁷ Nm
DBFB	26.8	95.4	5.0	3.5	6.3	4.9
SSPA	55.2	358.0	2.2	4.0	5.6	3.4
DBIC	73.4	78.3	2.0	4.0	5.6	4.6
Valor	Medio:				5.8(±0.3)	4.3(±0.6)

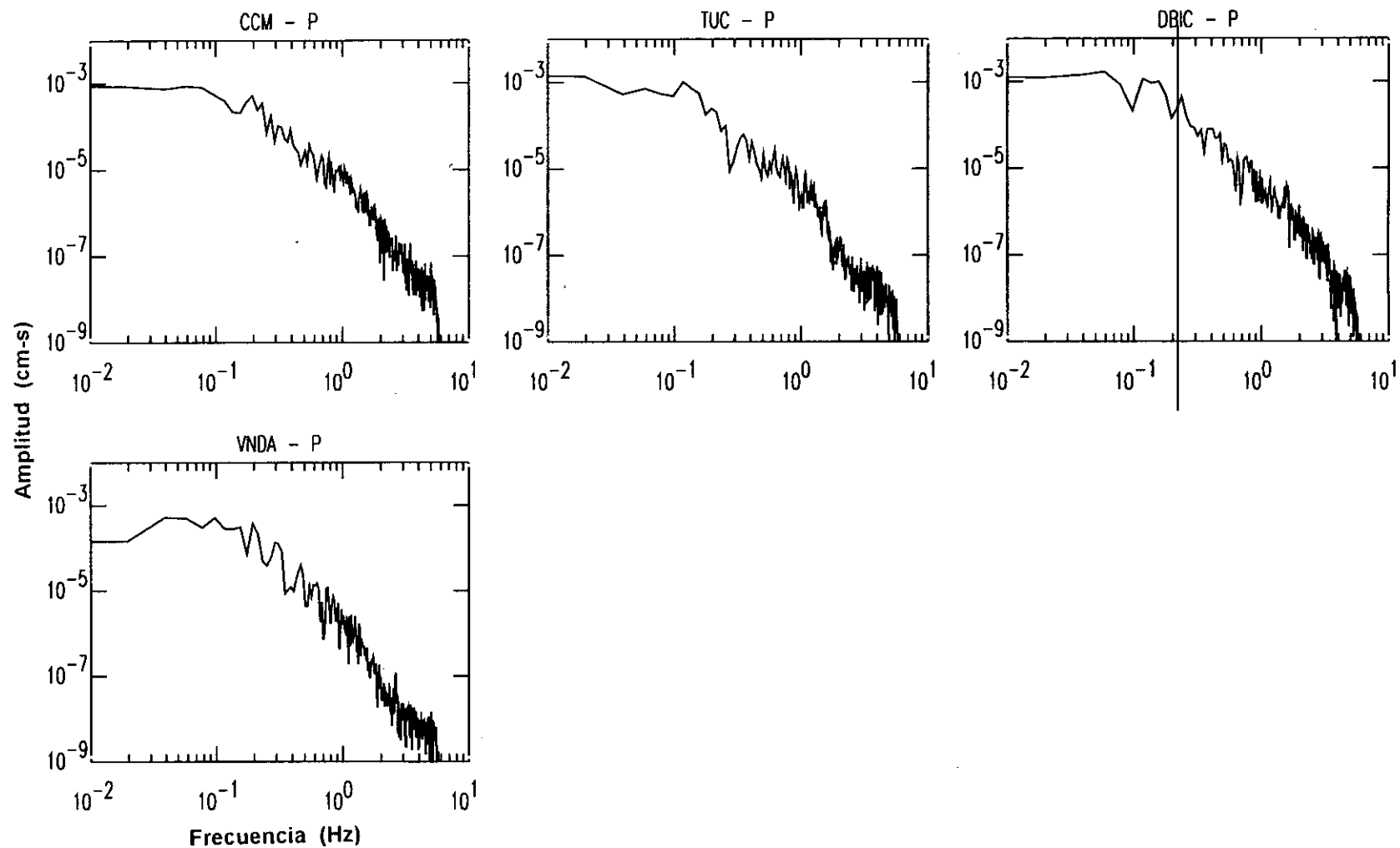
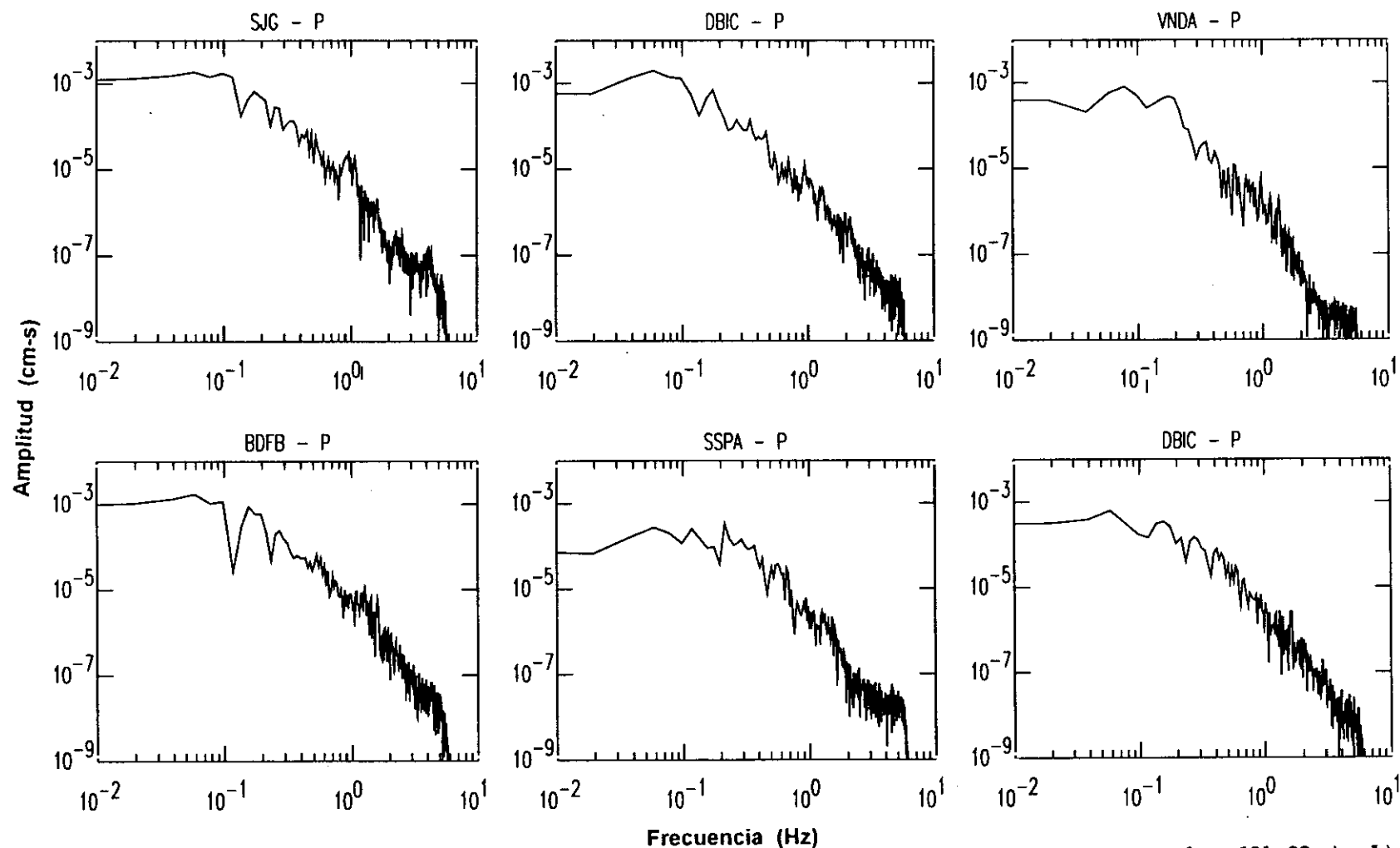


Figura 9.1.9.- Espectros de amplitud de la onda P para la primera réplica (13 de noviembre, 02h 41m) del terremoto del 12 de noviembre (sismo 18) analizada en este estudio.



Espectros de amplitud de la onda P para: a) segunda réplica (13 de noviembre, 12h 32m) y b) tercera réplica (14 de noviembre, 11h 44m) del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (sismo 18) analizadas en este estudio.

ANEXO 9.2

Espectros de amplitud de terremotos con foco a profundidad intermedia

Tabla 9.2.1

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6): Ω_0 = parte plana del espectro de amplitud, f_c = frecuencia esquina, r = radio de fractura y M_0 = momento sísmico escalar.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_o (x10 ⁻² cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M _o (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-P						
RPN	37.3	246.8	1.2	2.0	14.8	2.1
UNM	45.1	321.1	1.5	2.1	14.2	2.6
CCM	57.6	340.8	0.7	2.0	14.8	1.5
MBO	61.3	62.9	0.4	2.0	14.9	3.7
ANMO	61.4	326.8	0.9	2.1	14.2	1.6
PAS	67.6	318.6	1.0	1.9	15.6	1.8
SBC	68.8	318.0	1.2	1.9	15.6	2.2
ISA	68.8	319.7	1.0	2.0	14.8	1.9
SCZ	71.3	318.8	1.0	1.9	15.7	1.9
PPT	74.8	255.8	1.0	1.9	15.6	1.5
COR	77.3	324.4	1.2	2.0	14.9	2.5
SUR	82.5	121.4	0.5	2.1	14.2	2.5
TAM	84.1	64.3	0.2	2.1	14.2	2.3
Valor	Medio:				14.9 (±0.5)	2.2(±0.6)
ONDA-S						
CCM	56.7	340.8	4.0	1.2	12.4	5.2
MBO	61.3	62.9	0.7	1.2	12.4	3.2
ANMO	61.4	326.8	2.0	1.1	13.5	3.2
ISA	68.8	319.7	2.0	1.0	14.8	3.7
SCZ	71.3	318.8	2.0	1.1	13.5	4.4
COR	77.3	324.4	1.1	1.2	12.4	1.9
SUR	82.5	171.4	3.0	1.2	12.4	3.8
TOL	83.5	45.3	1.0	1.2	12.4	2.0
SSB	91.5	43.1	1.0	1.2	12.4	2.3
Valor	Medio:				12.9 (±0.8)	3.3(±1.0)

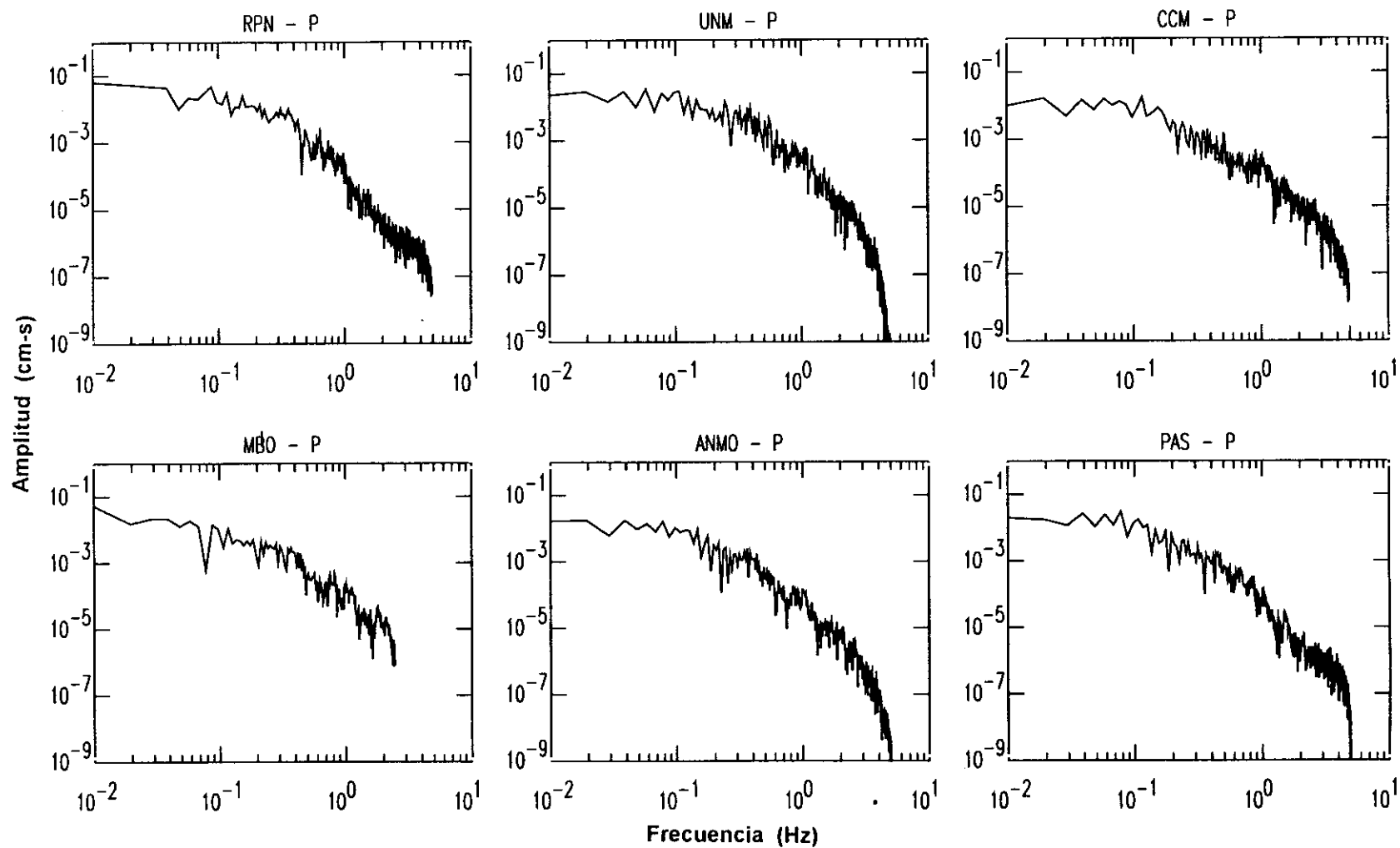


Figura 9.2.1.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 24 de mayo de 1991 (sismo 6).

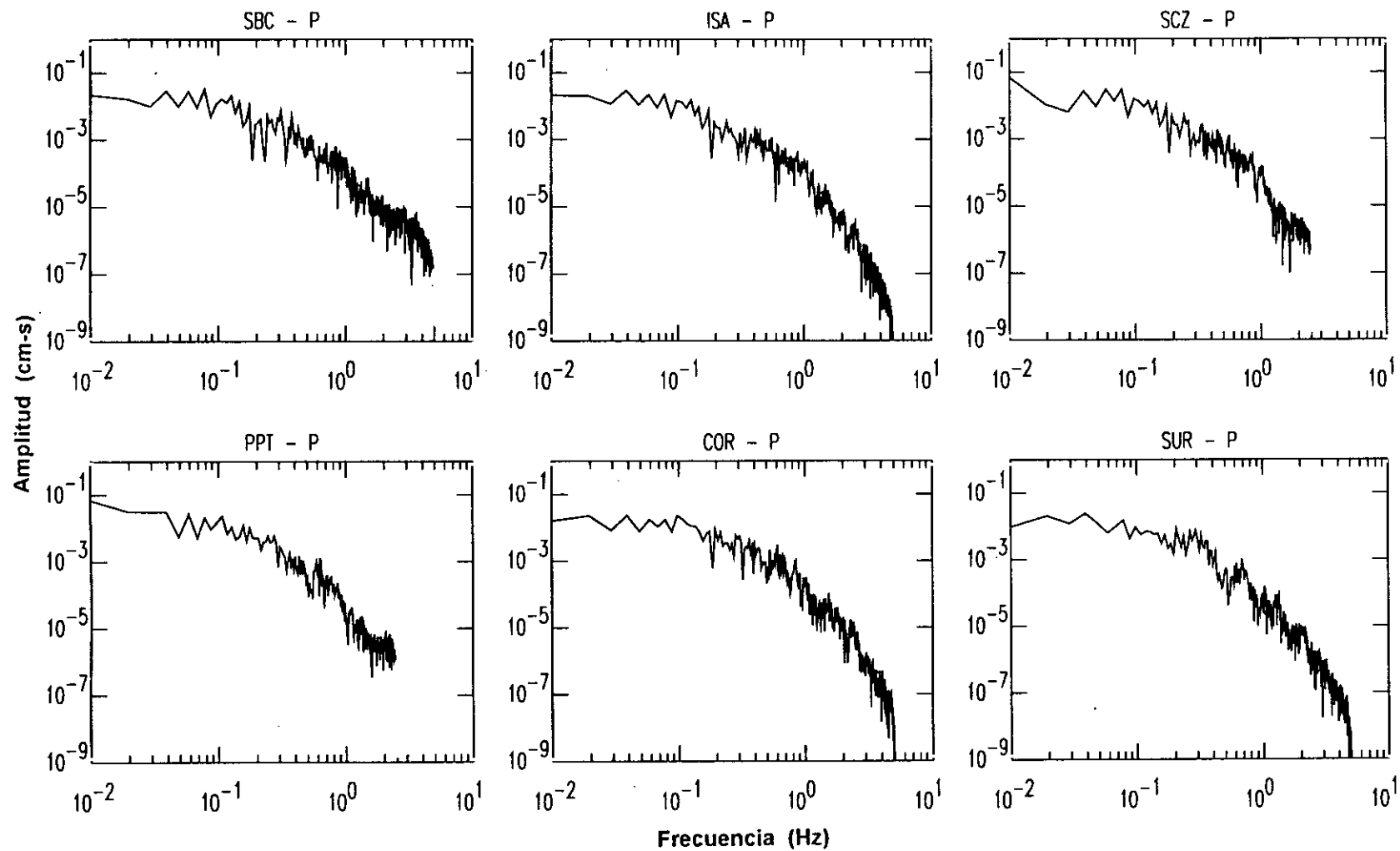


Figura 9.2.1.- Continuación.

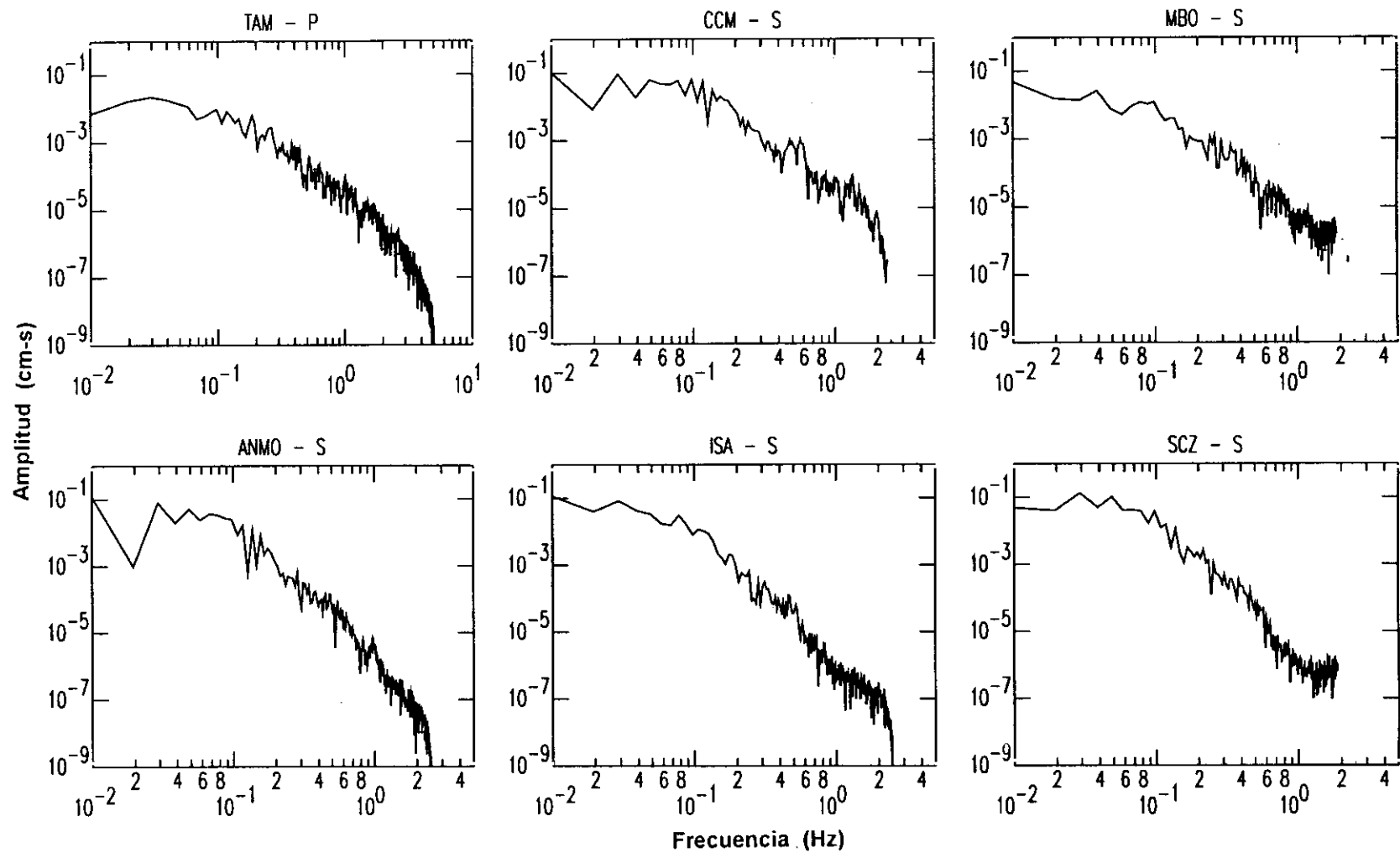


Figura 9.2.1.- Continuación.

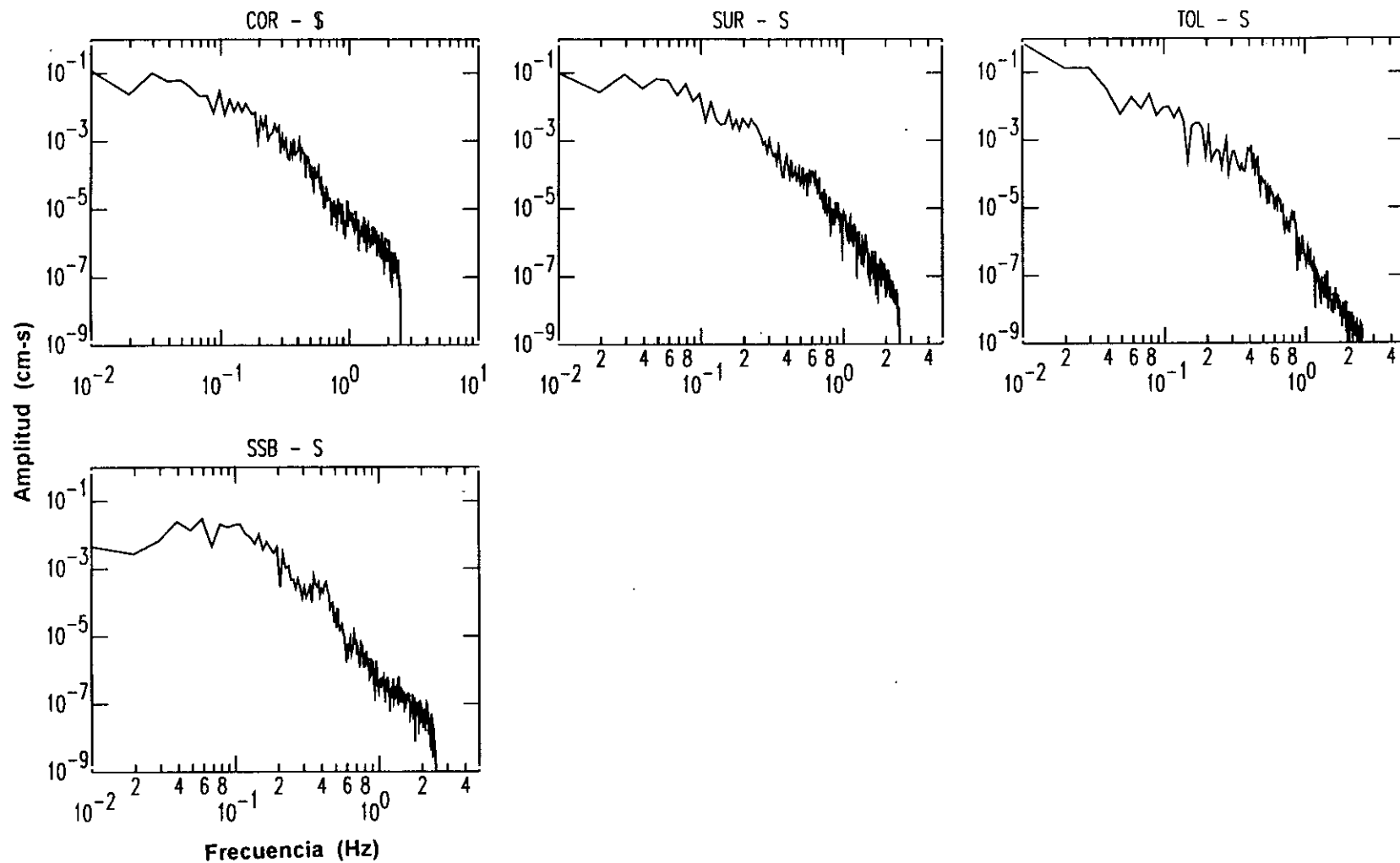


Figura 9.2.1.- Continuación.

Tabla 9.2.2

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7). Otros ver Tabla 9.2.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_o (x10 ⁻³ cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M_o (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-P						
RPN	37.4	242.3	5.0	2.0	14.7	5.0
UNM	41.5	320.3	4.0	1.8	16.3	3.4
CCM	53.9	341.4	2.0	2.1	14.0	2.4
ANMO	57.8	326.8	3.0	1.8	16.3	3.6
TAM	84.0	65.0	2.5	1.9	15.4	3.8
SUR	85.5	122.0	2.0	2.1	14.0	3.1
SSB	90.0	43.4	1.5	1.9	15.4	5.2
Valor	Medio:				15.2 (±0.8)	3.8 (±0.9)
ONDA-S						
CCM	53.9	341.4	15.0	1.1	13.5	4.7
ANMO	57.8	326.8	11.0	1.0	14.8	2.4
PAS	64.1	318.5	15.0	1.0	14.9	4.7
ISA	65.3	319.6	11.0	1.0	14.8	2.4
TAM	84.0	65.0	10.0	1.0	14.9	2.6
Valor	Medio:				14.5 (±0.5)	3.3 (±1.0)

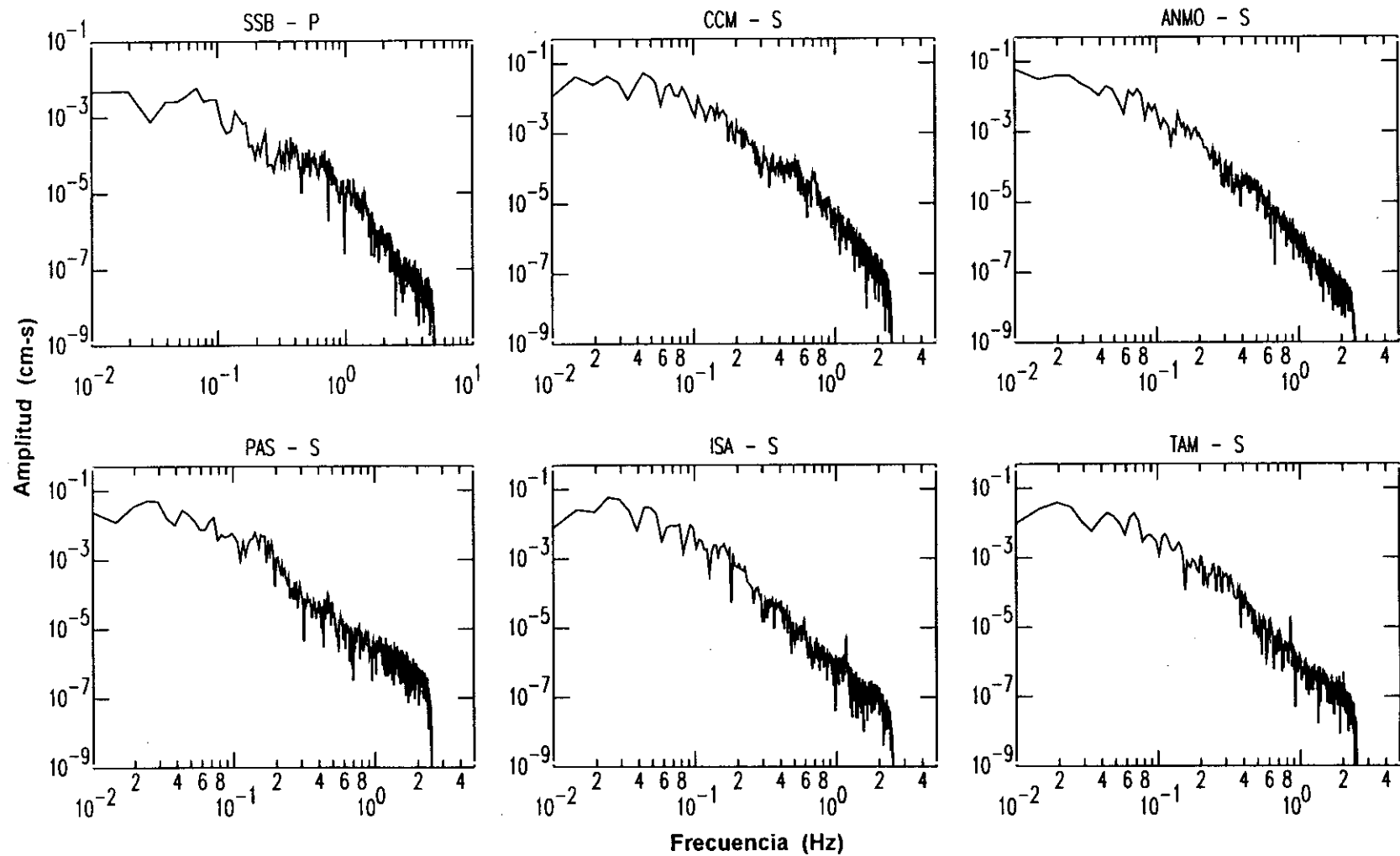


Figura 9.2.2.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 6 de julio de 1991 (sismo 7).

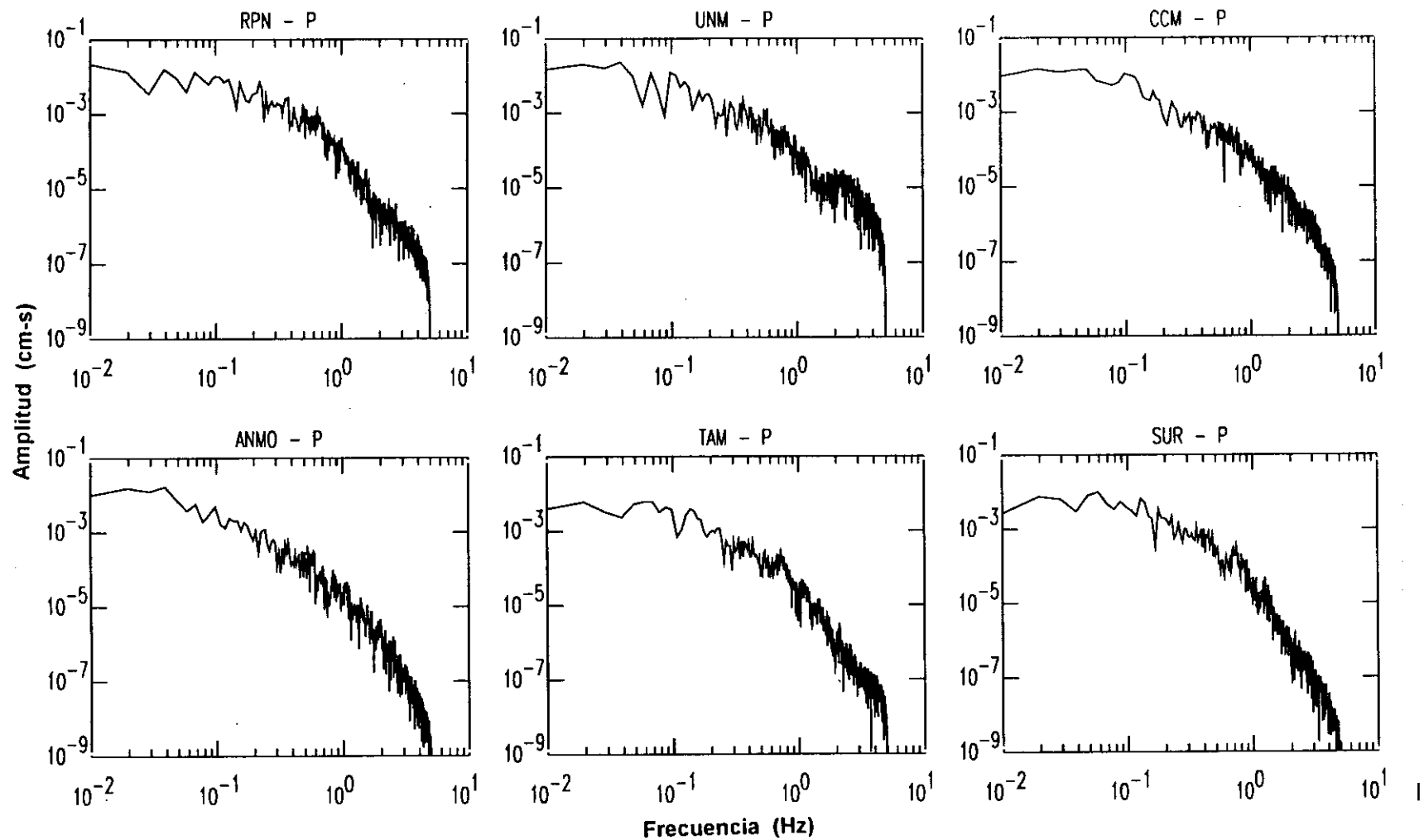


Figura 9.2.2.- Continuación.

Tabla 9.2.3

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8). Otros ver Tabla 9.2.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_o (x10 ⁻³ cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M_o (x10 ¹⁸ Nm)
ONDA-P						
HRV	46.6	5.1	2.0	2.8	10.5	7.7
ANMO	47.7	326.4	2.0	3.2	9.2	7.5
TUC	48.5	320.5	2.0	3.1	9.5	5.5
PFO	53.0	317.9	0.9	3.1	9.5	4.8
PAS	54.5	317.4	2.0	3.0	9.8	7.2
ISA	55.5	318.7	1.5	3.0	9.8	5.5
SCZ	58.0	318.0	1.5	3.0	9.8	7.7
TOL	79.2	48.3	2.0	3.1	9.5	6.2
TAM	84.2	66.7	1.5	3.0	9.8	6.9
COL	85.6	336.1	1.5	2.8	10.5	6.9
SPA	86.1	180.0	2.0	3.3	8.9	8.5
SSB	86.5	44.3	2.0	2.8	10.5	8.7
ECH	88.7	41.6	1.5	3.0	9.8	7.6
Valor	Medio:				9.7 (±0.4)	6.9 (±1.1)
ONDA-S						
HRV	46.4	5.1	3.0	1.3	11.4	8.1
TUC	48.5	320.5	3.0	1.8	8.3	5.4
PAS	54.5	54.5	3.0	1.7	8.7	8.3
CMB	58.2	319.9	3.0	1.2	12.4	7.4
COR	63.8	324.5	3.0	2.0	7.5	7.7
TAM	84.2	66.7	3.0	1.6	9.3	7.8
COL	85.6	336.1	3.0	1.7	8.7	7.6
SSB	86.5	44.3	2.0	1.6	9.3	6.4
Valor	Medio:				9.5 (±1.4)	7.3 (±0.9)

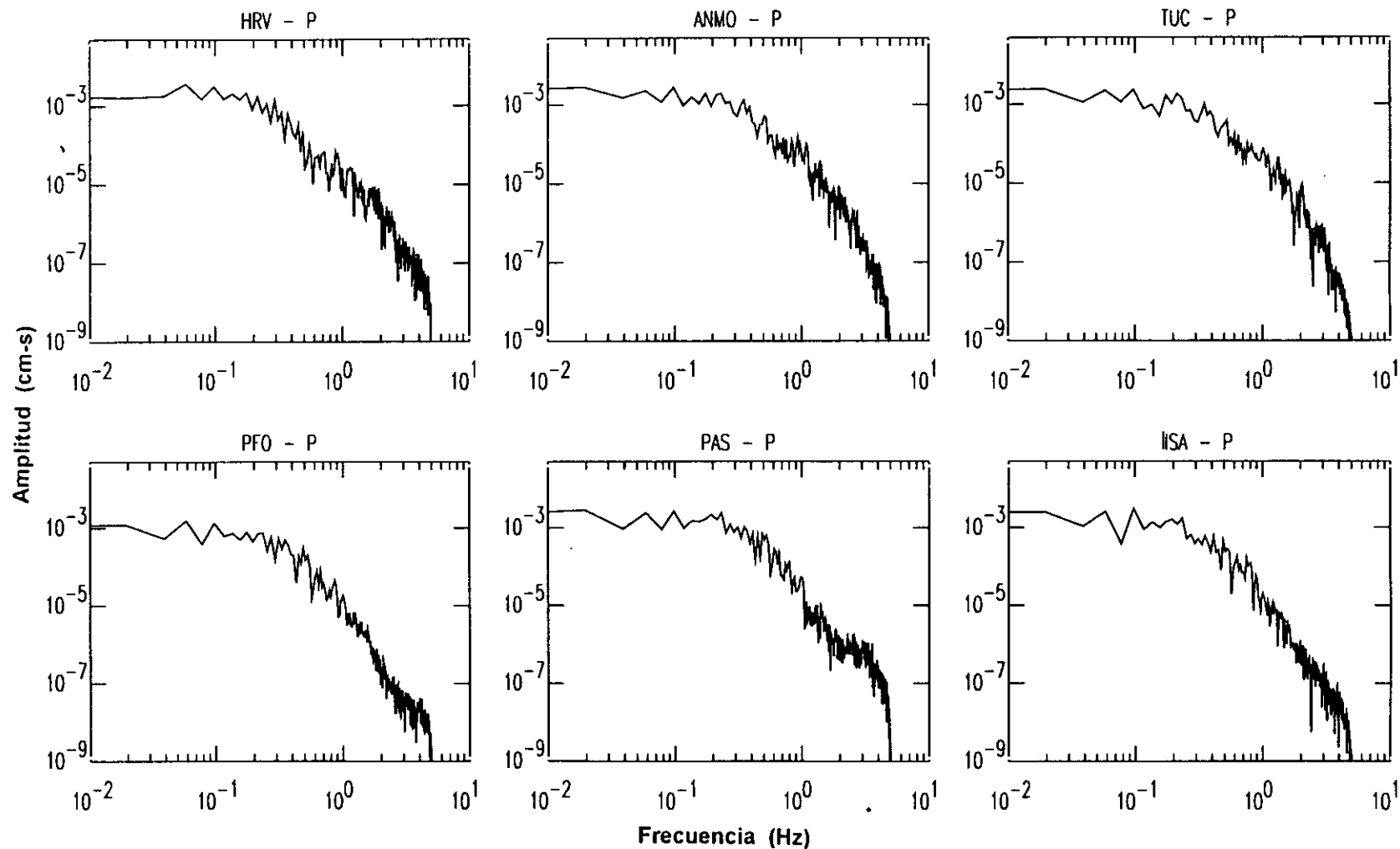


Figura 9.2.3.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 13 de julio de 1992 (sismo 8).

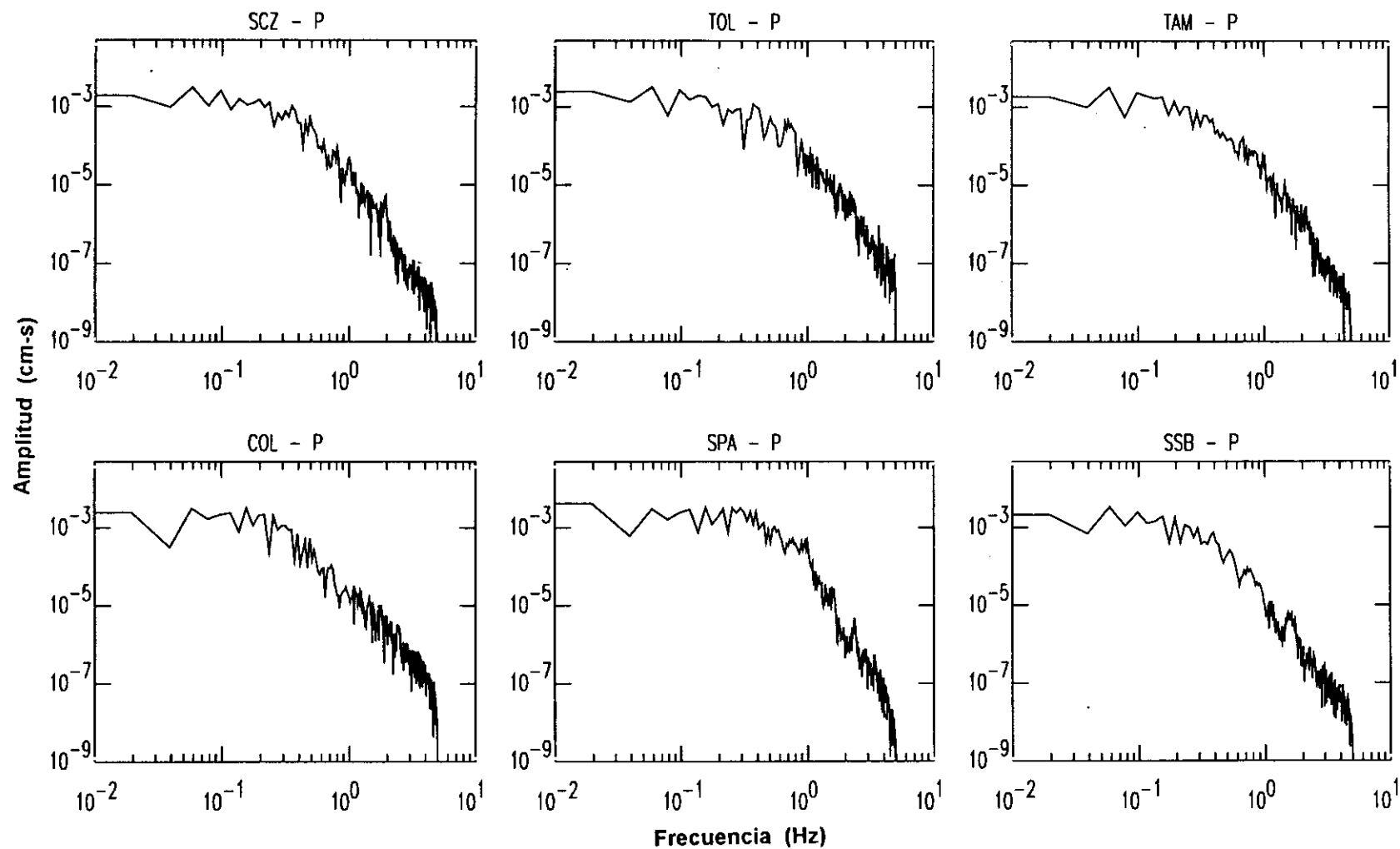


Figura 9.2.3.- Continuación.

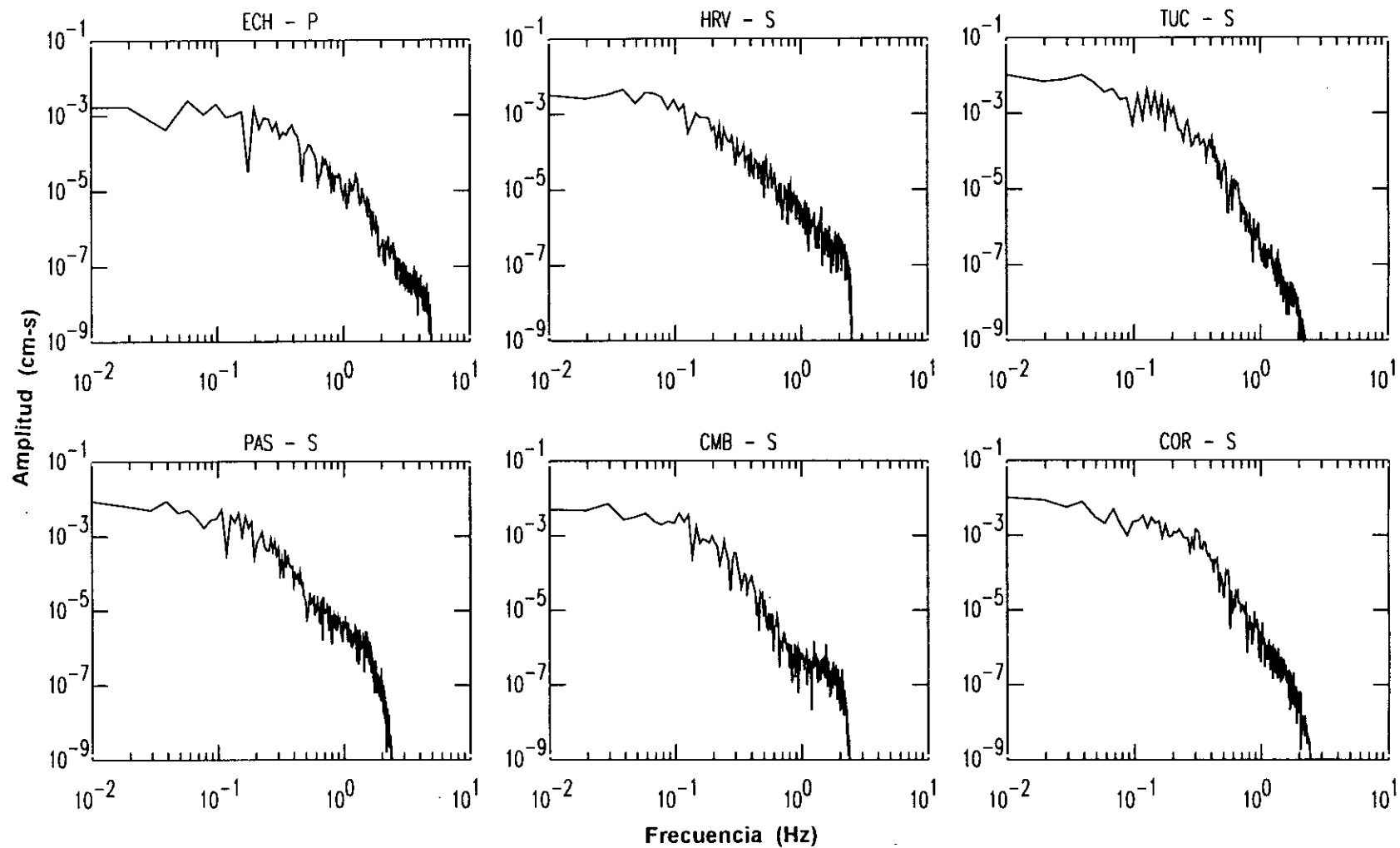


Figura 9.2.3.- Continuación.

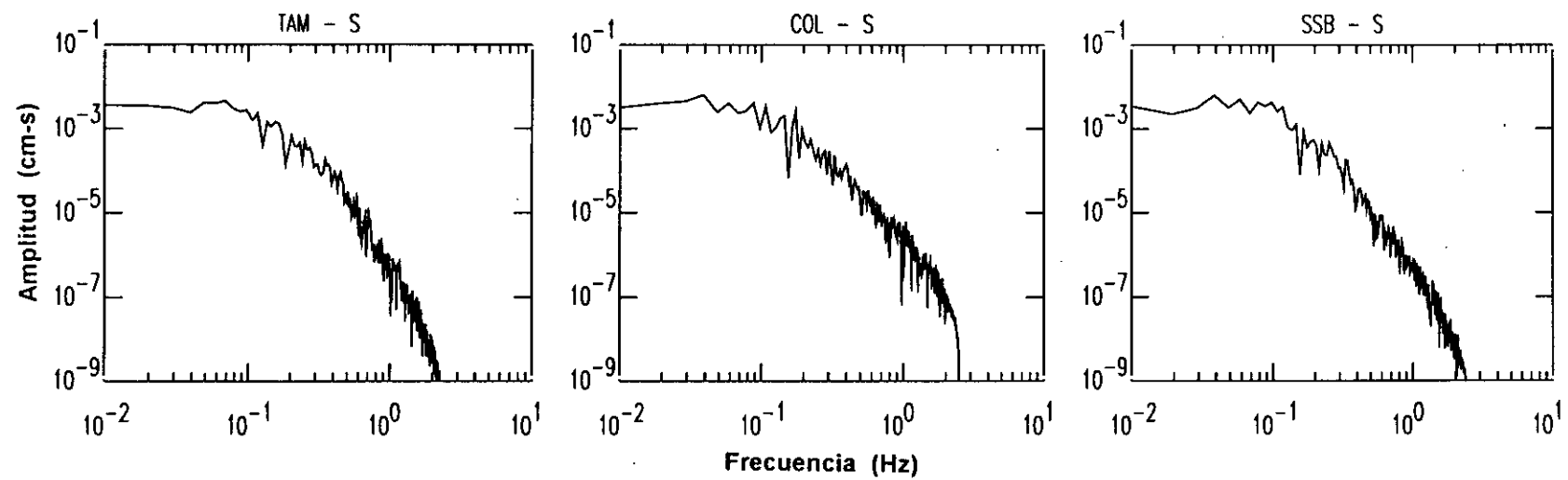


Figura 9.2.3.- Continuación.

Tabla 9.2.4

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10). Otros ver Tabla 9.2.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-4}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{17}$ Nm)
ONDA-P						
UNM	33.1	320.1	2.0	5.8	5.1	5.8
CCM	45.7	344.3	1.5	5.5	5.3	6.4
HRV	48.5	5.4	1.5	6.0	4.9	5.9
ANMO	49.2	327.8	1.3	7.8	3.7	5.6
TUC	49.8	322.0	1.0	5.0	5.8	4.3
GSC	55.1	320.6	1.5	6.0	4.9	5.7
RPV	55.6	318.1	1.5	6.0	4.9	5.7
PAS	55.7	318.6	1.0	5.0	5.8	4.4
ISA	56.8	319.9	1.0	5.5	5.3	4.3
COR	65.2	325.3	2.0	6.0	4.9	6.5
COL	87.3	336.2	1.5	5.6	5.2	4.2
Valor	Medio:				5.1 (± 0.5)	5.3 (± 0.8)

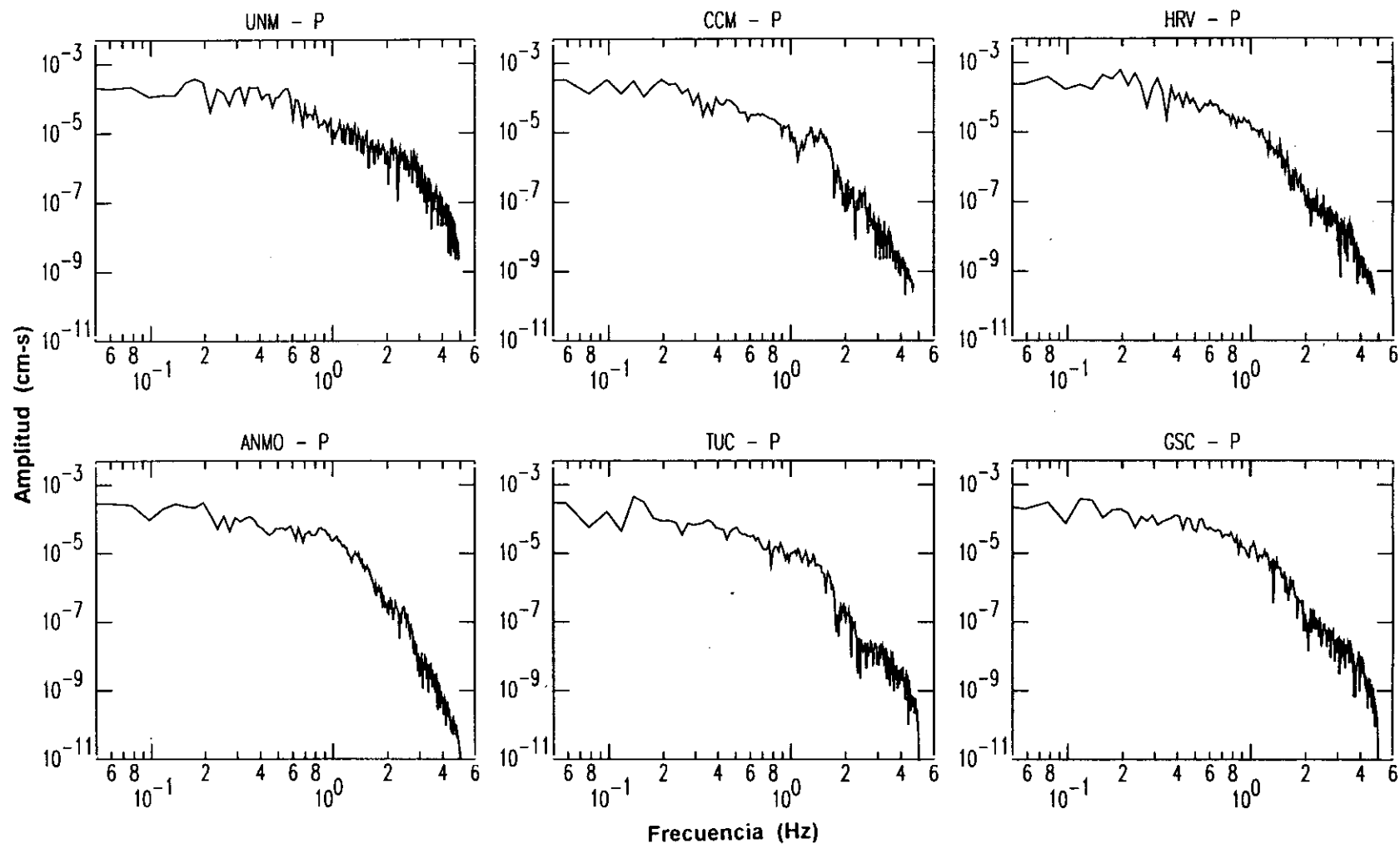


Figura 9.2.4.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 20 de enero de 1994 (sismo 10).

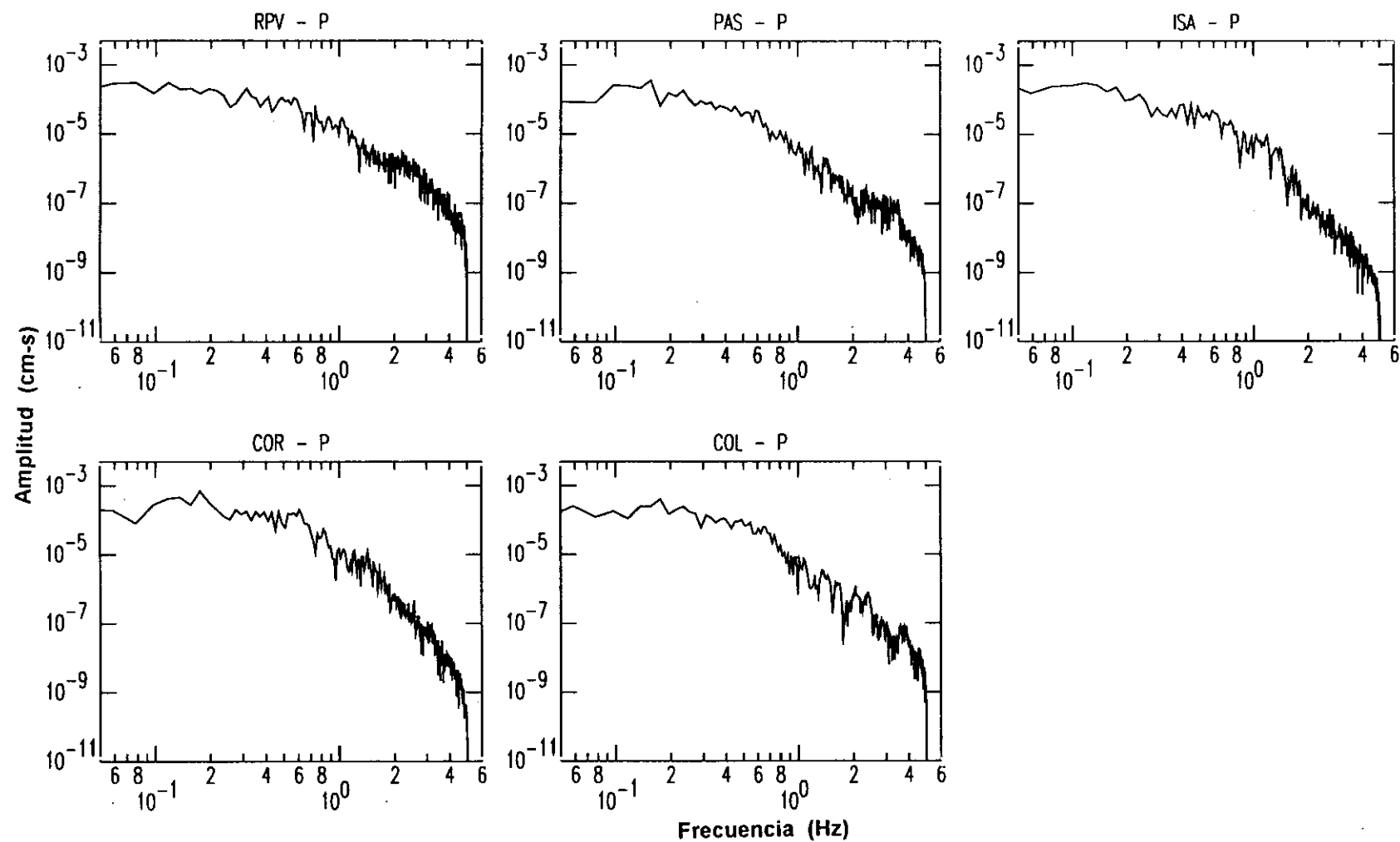


Figura 9.2.4.- Continuación.

Tabla 9.2.5

Parámetros de los espectros de la amplitud de la onda P para el terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11). Otros ver Tabla 9.2.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-3}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{18}$ Nm)
ONDA-P						
BDFB	20.7	88.1	4.0	3.5	8.5	1.3
KOG	28.0	37.9	3.0	4.0	7.4	2.9
RPN	37.8	248.1	2.0	3.4	8.7	2.9
ASCN	54.5	87.3	2.0	4.0	7.4	2.9
MBO	60.8	61.9	2.0	4.0	7.4	3.6
DGR	68.0	318.5	1.0	2.8	10.6	4.9
DBIC	68.2	75.2	1.0	4.1	7.2	2.2
PAS	69.1	318.6	1.0	3.3	9.0	4.9
TSUM	81.8	107.5	1.0	3.0	9.9	3.3
TAM	83.6	63.8	1.1	2.9	10.2	3.4
Valor	Medio:				8.6 (± 1.2)	3.2 (± 1.0)

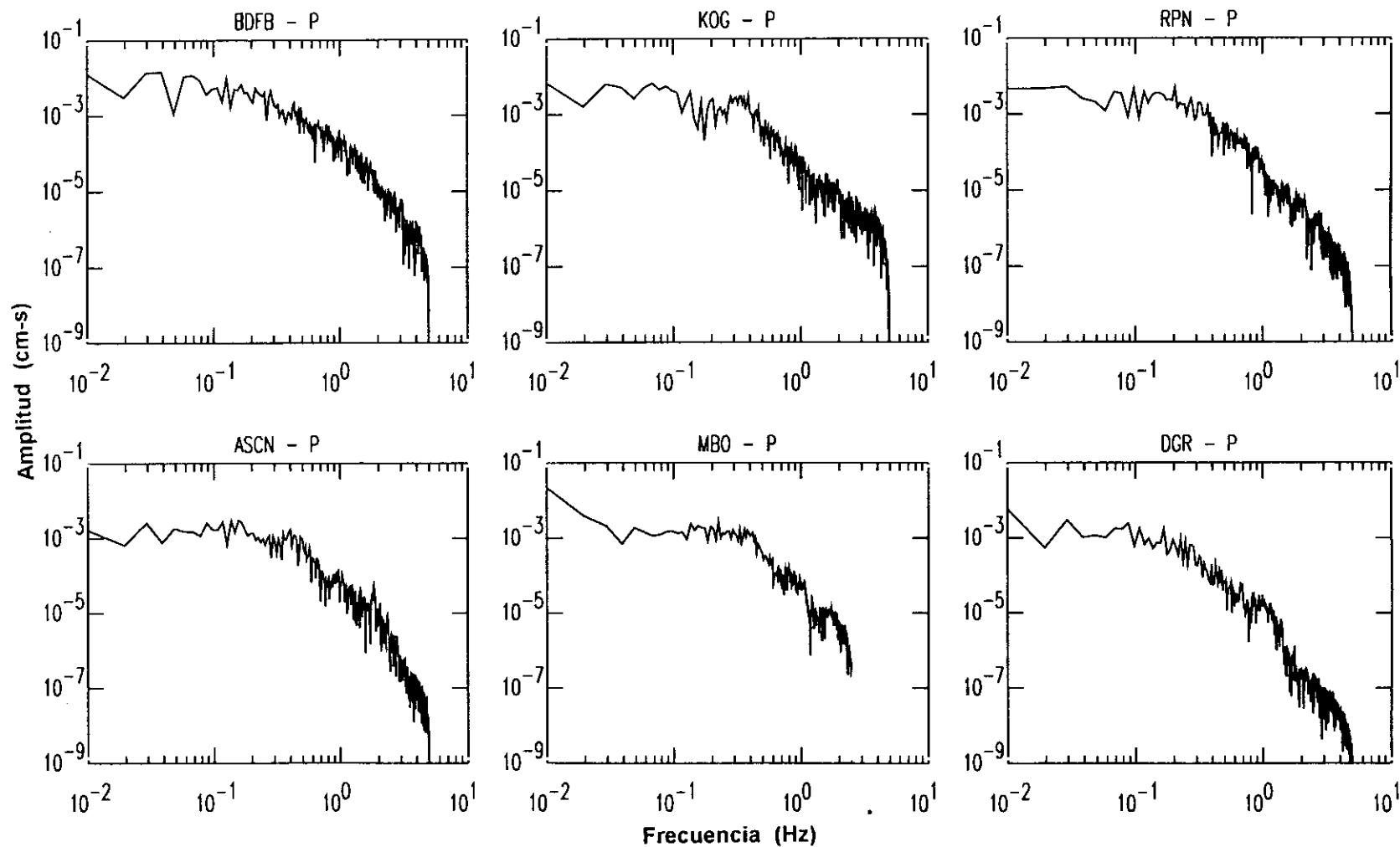


Figura 9.2.5.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 12 de diciembre de 1994 (sismo 11).

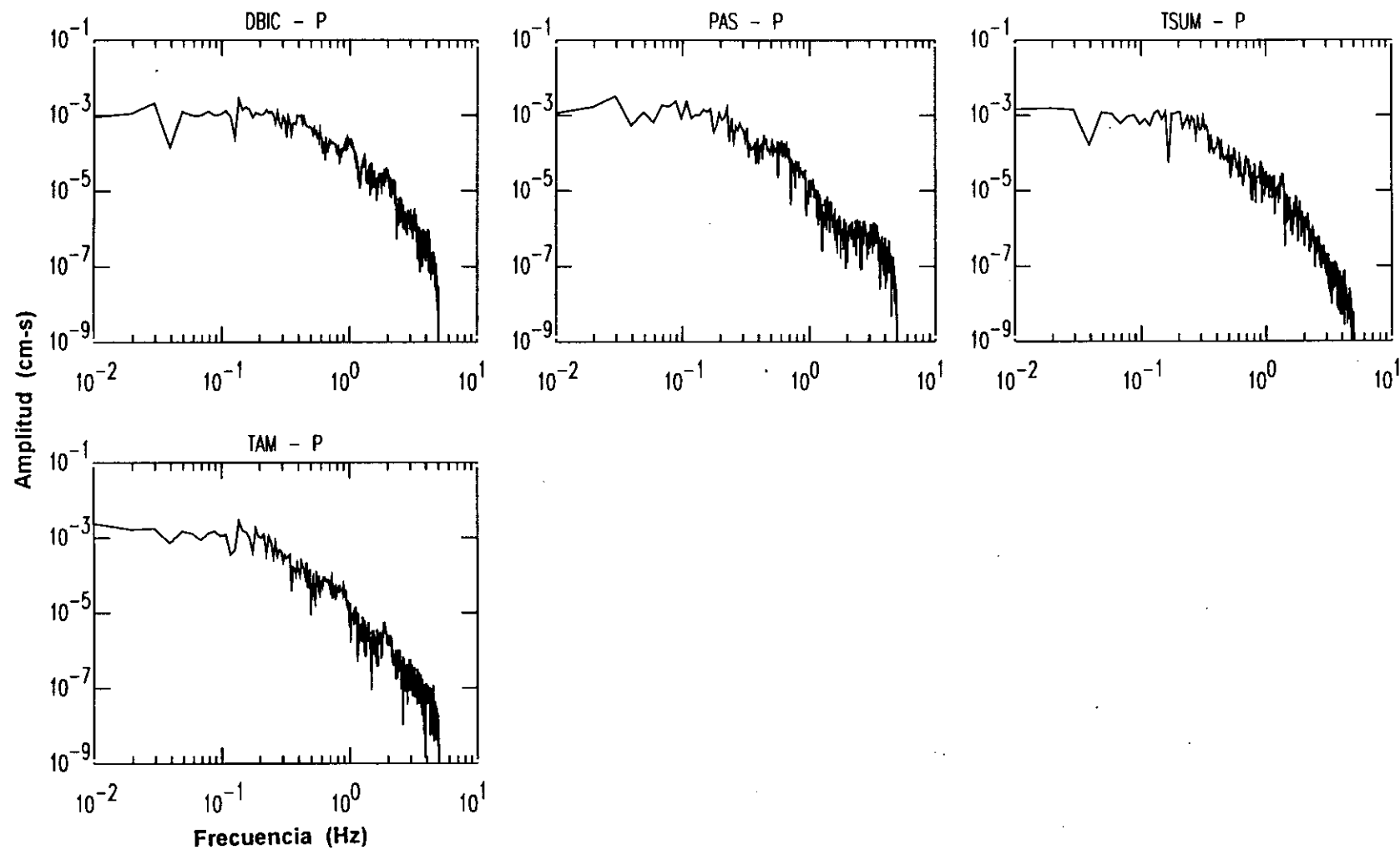


Figura 9.2.5.- Continuación.

Tabla 9.2.6

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12). Otros ver Tabla 9.2.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-3}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{19}$ Nm)
ONDA-P						
PLCA	37.2	171.9	1.0	2.3	12.9	0.7
CCM	43.7	343.5	3.0	2.1	14.1	1.7
SSPA	44.2	358.9	5.0	2.0	14.8	3.1
ANMO	47.4	326.6	2.0	2.6	11.4	0.9
TUC	48.1	320.7	3.0	2.1	14.1	1.4
GLA	51.2	318.5	3.0	2.2	13.5	1.3
DGR	53.1	317.7	3.0	2.2	13.5	1.3
GSC	53.9	319.5	3.0	2.2	13.5	1.3
PAS	54.1	317.5	3.0	2.2	13.5	1.3
SBC	55.3	316.9	3.5	2.2	13.5	1.5
CMB	57.8	320.1	2.0	2.2	13.5	0.9
FFC	61.9	343.8	3.0	2.1	14.1	1.5
ASCN	62.3	96.9	3.0	2.5	11.9	1.6
DBIC	72.6	81.8	2.5	2.2	13.5	1.5
PAB	79.1	48.7	3.0	2.2	13.5	1.8
ESK	83.9	33.4	2.0	2.2	13.5	1.1
COL	85.4	336.1	3.0	2.3	12.9	1.6
ALE	86.4	1.9	2.5	2.6	11.4	1.5
Valor	Medio:				13.3 (± 0.8)	1.4 (± 0.5)

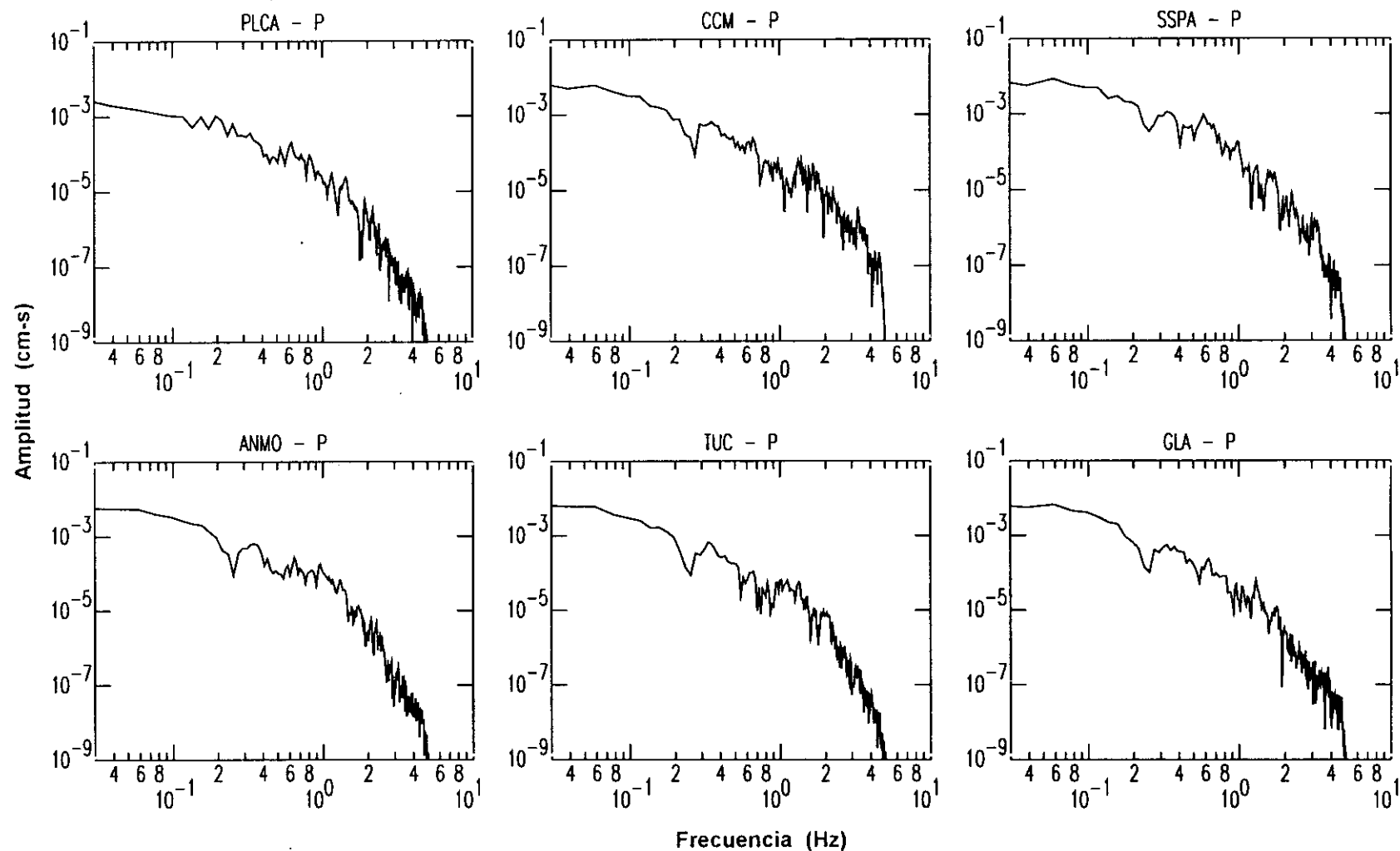


Figura 9.2.6.- Espectros de amplitud de la onda P y S para el terremoto del 2 de mayo de 1995 (sismo 12).

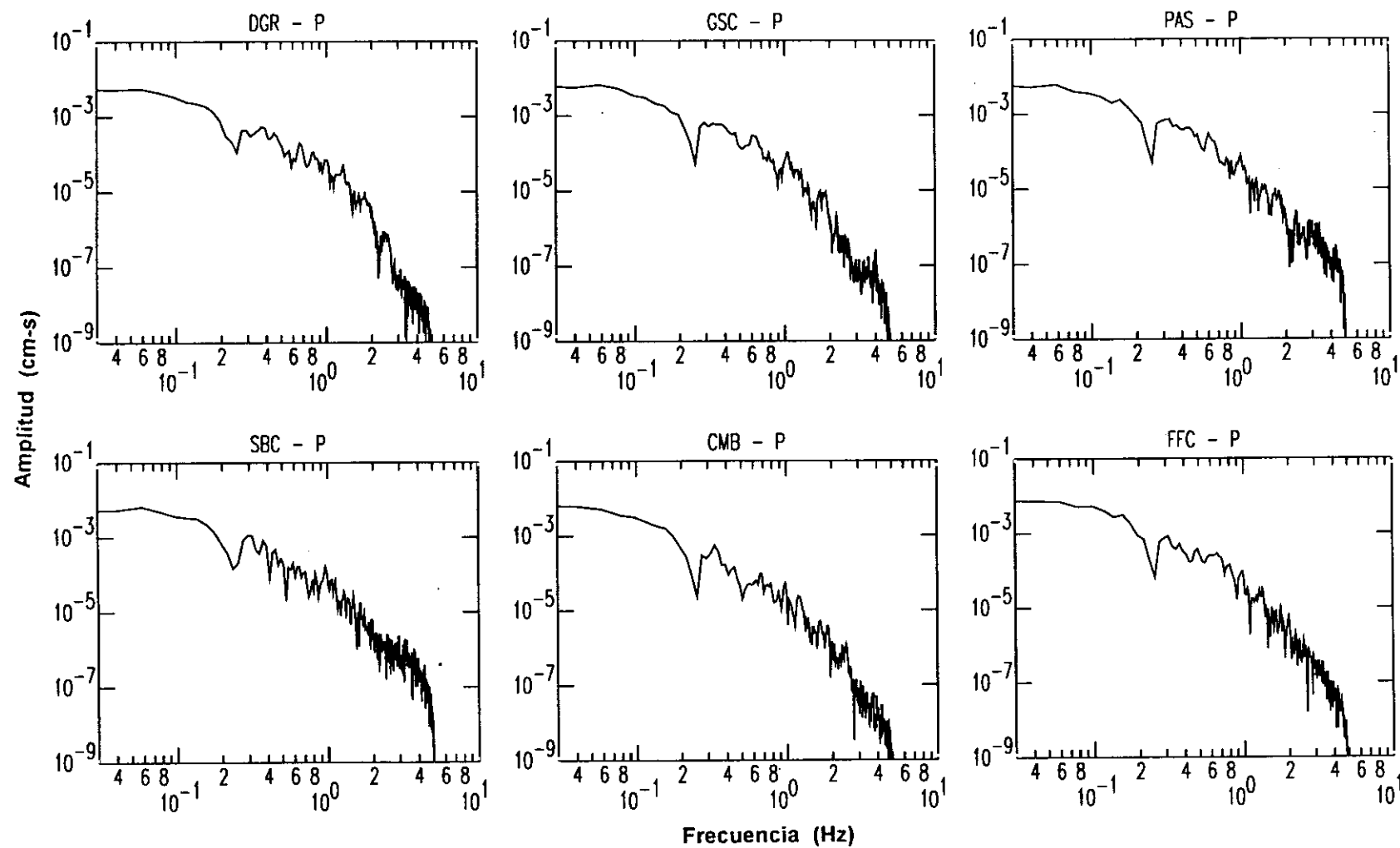


Figura 9.2.6.- Continuación.

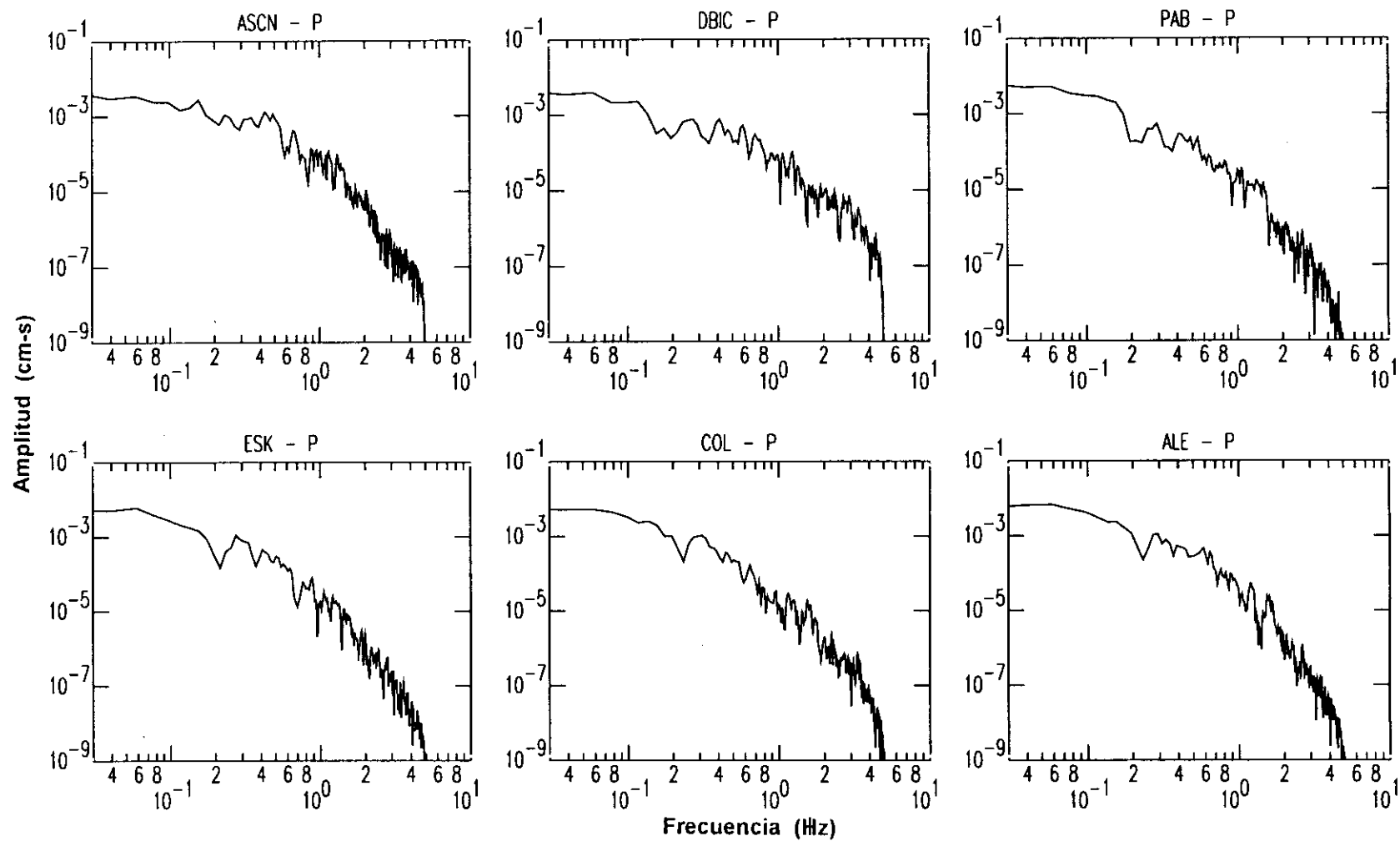


Figura 9.2.6.- Continuación.

Tabla 9.2.7

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14). Otros ver Tabla 9.2.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 ($\times 10^{-3}$ cm.s)	f_c ($\times 10^{-1}$ Hz)	r (km)	M_0 ($\times 10^{18}$ Nm)
ONDA-P						
CCM	49.9	346.9	2.0	2.8	9.9	4.5
TUC	52.6	325.4	2.5	2.8	9.9	5.3
HRV	53.3	6.4	2.0	2.6	10.7	5.0
GLA	55.5	322.9	3.0	2.1	13.3	5.7
SMTc	56.0	322.2	3.0	2.7	10.3	6.0
BAR	56.4	321.3	3.0	2.5	11.2	5.1
PFO	56.9	322.3	2.0	2.7	10.3	3.6
DGR	57.2	321.9	2.5	3.0	9.3	5.3
GSC	58.2	323.4	2.5	3.0	9.0	5.5
SBC	59.4	320.8	3.0	2.7	10.3	6.4
CMB	62.2	323.5	2.0	2.6	10.7	5.4
FFC	68.0	345.6	3.0	2.0	14.0	5.9
COR	68.2	327.2	2.5	3.0	9.3	4.6
SBA	84.6	191.1	2.2	2.5	11.2	5.1
Valor	Medio:				10.6 (± 1.3)	5.2 (± 0.6)

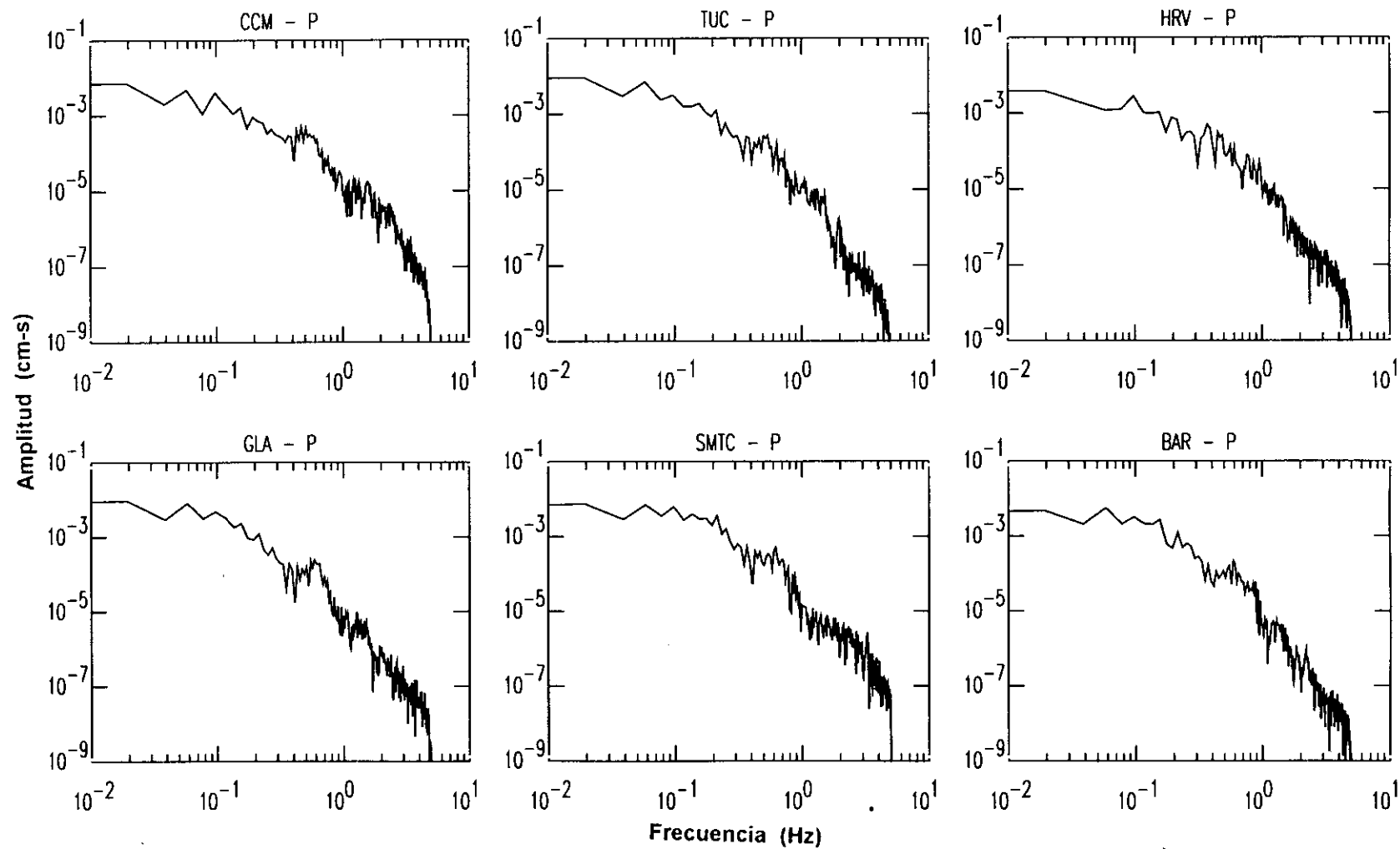


Figura 9.2.7.- Espectros de amplitud de la onda P para el terremoto del 23 de setiembre de 1995 (sismo 14).

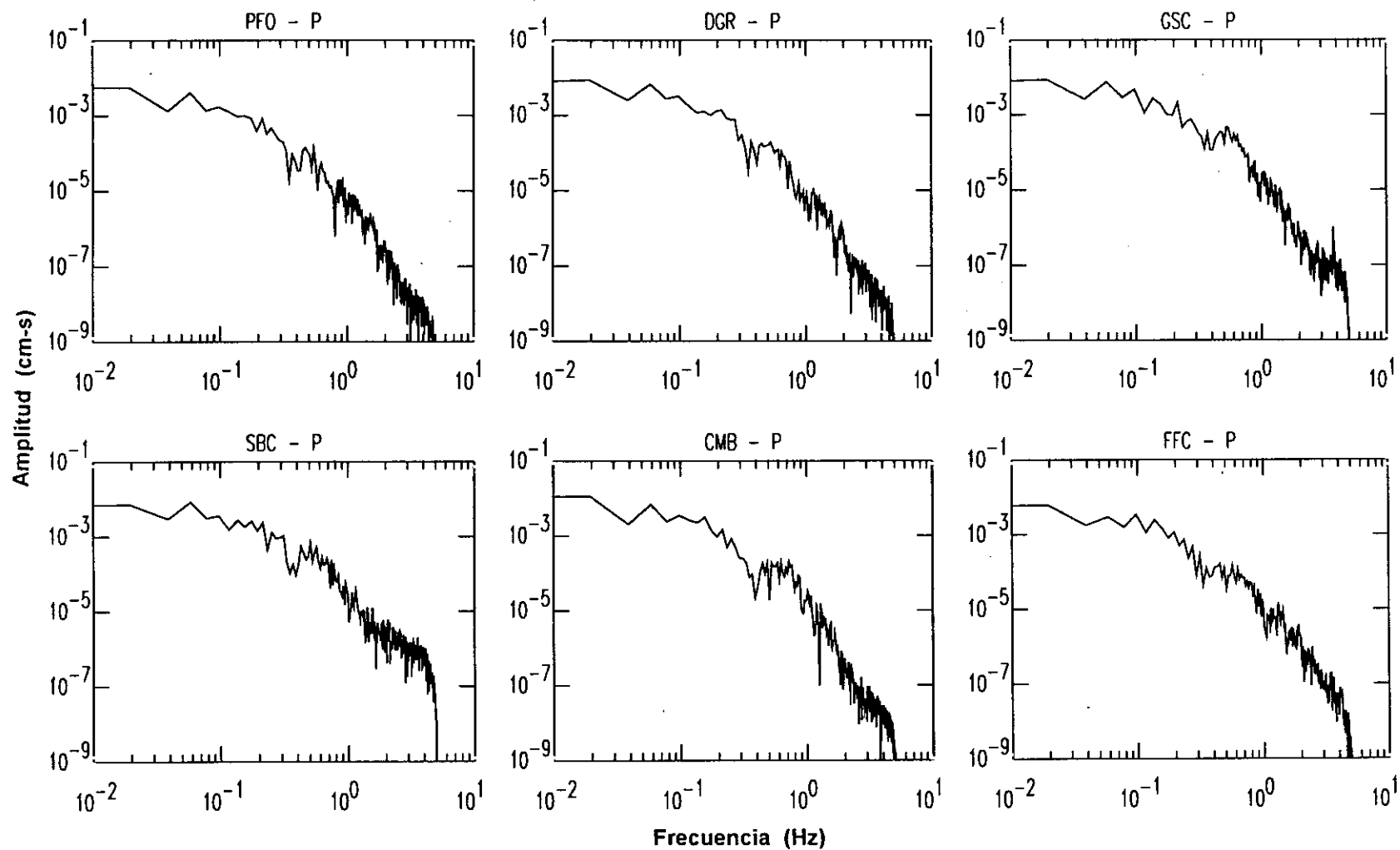


Figura 9.2.7.- Continuación.

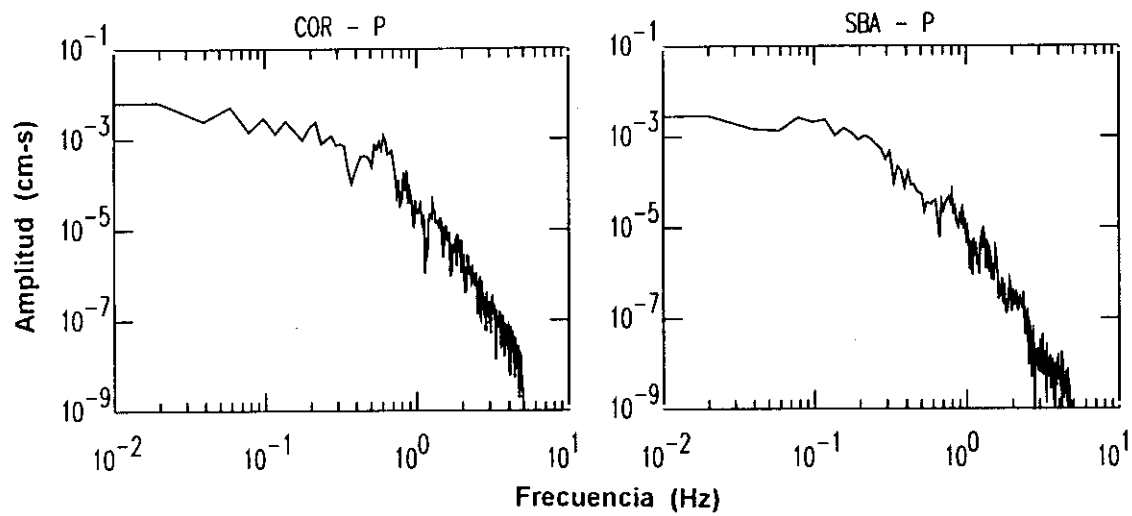


Figura 9.2.7.- Continuación.

ANEXO 9.3

Espectros de amplitud de terremotos con foco profundo

Tabla 9.3.1

Parámetros de los espectros de amplitud de la onda P y pP para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3): Ω_0 = parte plana del espectro de amplitud, f_c = frecuencia esquina, r = radio de fractura y M_0 = momento sísmico escalar.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_o (x10 ⁻³ cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M _o (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-P						
HRV	53.2	359.3	5.0	2.7	13.9	2.4
WFM	53.3	359.3	4.0	2.2	17.1	1.6
ANMO	56.8	325.0	4.0	2.5	15.0	1.6
GSC	63.3	318.8	5.0	2.5	15.0	2.1
MBO	59.0	65.8	1.0	2.4	15.7	1.5
PFO	62.0	317.5	5.0	2.2	17.1	2.1
PAS	63.5	317.0	5.0	2.7	13.9	2.0
SCZ	67.1	317.5	6.0	2.2	17.1	2.5
COR	72.8	323.6	6.0	2.7	13.9	2.3
ESK	86.6	31.9	5.0	2.7	13.9	2.5
SSB	87.6	43.1	6.0	2.5	15.0	3.5
Valor	Medio:				15.2 (±1.2)	2.2 (±0.5)
ONDA-pP						
HRV	53.2	359.3	5.0	2.0	18.8	2.1
WFM	53.3	359.3	4.0	2.2	17.1	1.6
ANMO	56.8	325.1	6.0	2.0	18.8	2.2
GSC	63.3	318.8	3.0	2.5	15.0	1.4
MBO	59.0	65.8	6.0	2.0	18.8	3.1
PFO	62.0	317.5	5.0	2.1	17.9	1.9
PAS	63.5	317.0	6.0	2.0	18.8	2.3
SCZ	67.1	317.5	5.0	2.1	17.9	1.9
COR	72.8	323.6	7.0	2.2	17.1	2.5
SSB	87.6	43.1	4.0	2.1	17.9	2.4
Valor	Medio:				17.8(±1.1)	2.1(±0.4)

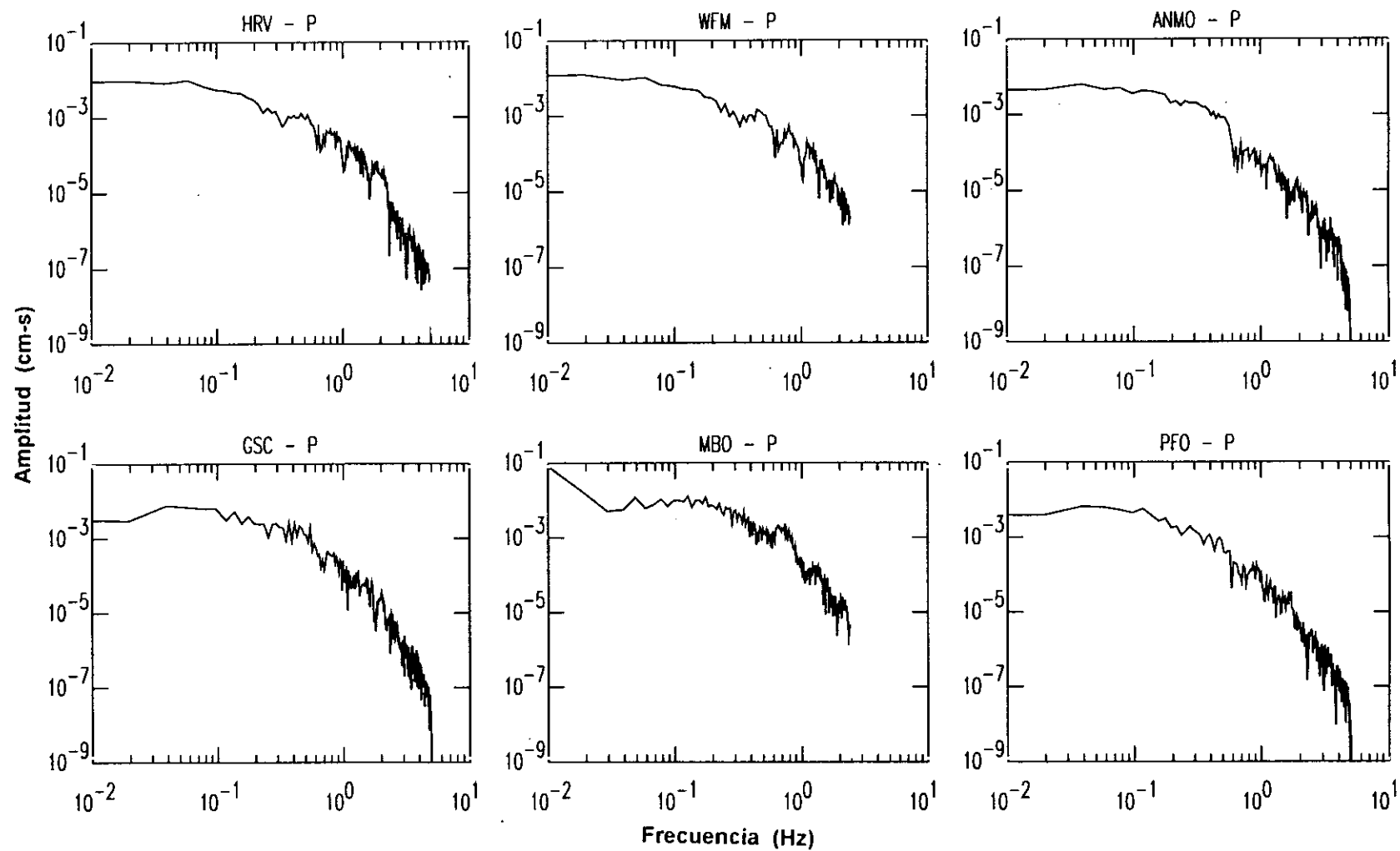


Figura 9.3.1.- Espectros de amplitud de la onda P y pP para el terremoto del 17 de octubre de 1990 (sismo 3).

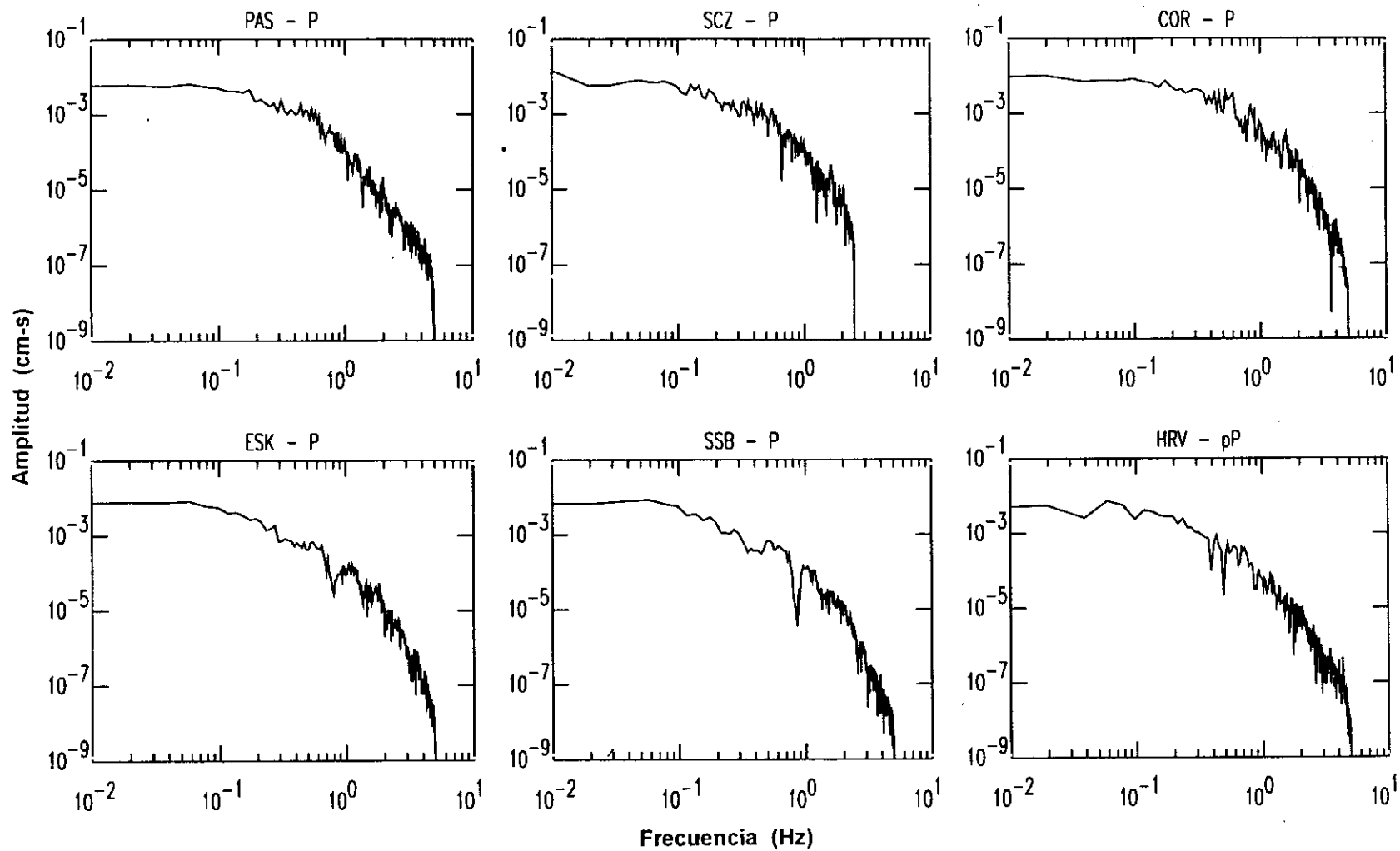


Figura 9.3.1.- Continuación.

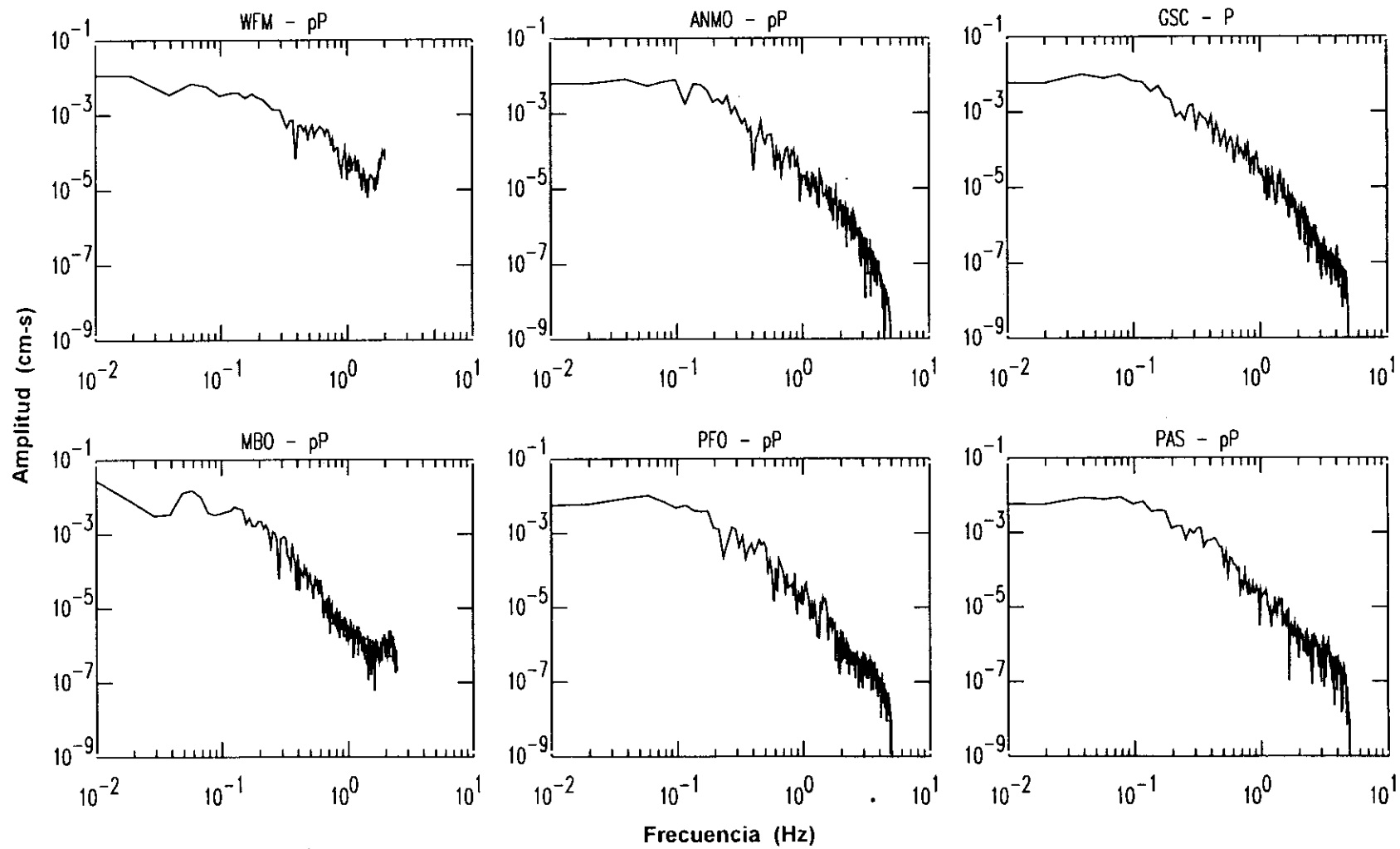


Figura 9.3.1.- Continuación.

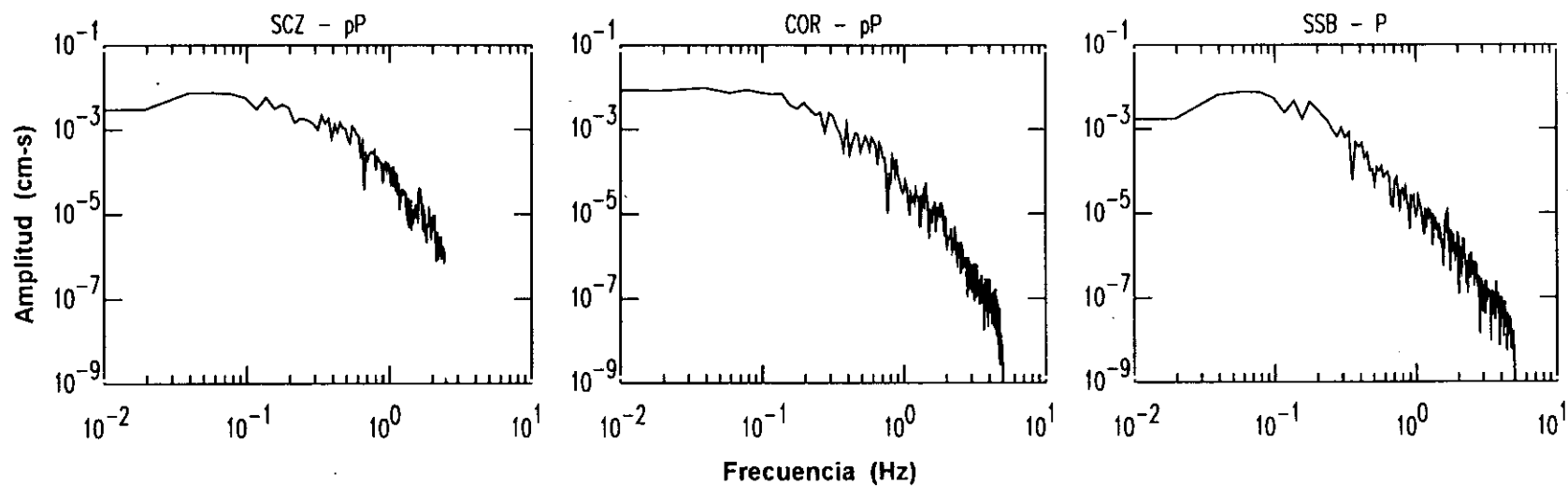


Figura 9.3.1.- Continuación.

Tabla 9.3.2

Parámetros de los espectros de la amplitud de la onda P, S, pP y sP para el terremoto del 10 de enero de 1994 (sismo 9). Otros ver Tabla 9.3.1.

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_o (x10 ⁻³ cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M_o (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-P						
SJG	31.4	6.0	9.0	2.7	13.9	2.6
UNM	43.7	317.3	4.0	2.3	16.3	1.3
PMSA	51.5	177.0	5.0	2.4	15.6	1.2
CCM	55.0	339.0	5.0	2.7	13.9	1.2
HRV	55.6	358.1	5.0	3.0	12.5	1.1
ANMO	59.5	324.9	5.0	3.0	12.5	1.4
TUC	60.2	319.8	4.5	2.2	17.1	1.3
BAR	64.2	316.6	7.0	2.2	17.1	2.1
PFO	64.7	317.5	5.0	3.0	12.5	1.5
VTV	65.8	317.8	4.0	2.1	17.9	1.2
GSC	65.9	318.7	4.0	2.5	15.0	1.2
PAS	66.1	317.0	5.0	2.4	15.6	1.5
ISA	67.3	318.2	5.5	2.6	14.4	1.6
SCZ	69.7	317.5	4.0	2.8	13.4	1.2
CMB	69.9	319.2	5.0	2.3	16.3	1.5
COR	75.5	323.4	4.5	3.0	12.5	1.3
PAB	80.1	45.4	8.0	2.1	17.9	2.2
TAM	81.7	64.2	4.0	2.5	15.0	1.3
SSB	88.4	42.7	2.5	2.3	16.3	1.1
Valor	Medio:				15.0(±1.8)	1.4(±0.4)
ONDA-S						
HRV	55.6	358.1	2.0	2.1	9.7	2.1
TUC	60.2	319.8	4.0	1.4	14.6	2.7
BAR	64.2	316.5	10.0	1.5	13.6	6.0
PAS	66.1	317.0	4.5	1.4	14.6	2.7
ISA	67.2	318.2	2.0	2.1	9.7	1.3
COR	75.5	323.4	4.0	1.3	15.7	2.4
PAB	80.1	45.4	1.2	2.2	9.3	0.8
TAM	81.6	64.2	3.0	2.0	10.2	1.1
Valor	Medio:				12.2(±2.5)	2.4(±1.5)

Tabla 9.3.2

Continuación

Estación	Distancia (°)	Azimut (°)	Ω_0 (x10 ⁻³ cm.s)	f_c (x10 ⁻¹ Hz)	r (km)	M_0 (x10 ¹⁹ Nm)
ONDA-pP						
PMSA	51.5	177.0	6.0	2.2	17.1	1.22
HRV	55.6	358.1	3.5	2.4	15.7	0.97
ANMO	59.4	324.9	3.0	2.0	18.8	1.04
TUC	60.2	319.8	2.0	2.2	17.1	0.84
PFO	64.6	317.5	1.5	2.0	18.8	0.88
VTV	65.8	317.8	1.5	2.0	18.8	0.81
GSC	65.9	318.7	1.5	2.1	17.9	1.04
PAS	66.1	317.0	1.2	2.9	12.9	0.78
ISA	67.2	318.2	1.0	2.1	17.9	0.81
SCZ	69.7	317.5	2.0	2.6	14.4	1.30
CMB	69.9	319.2	1.2	2.1	17.9	0.94
TAM	81.6	64.2	1.5	2.1	17.9	2.27
VNDA	84.7	189.8	3.0	2.1	17.9	0.93
BOSA	87.7	118.7	2.0	2.2	17.1	0.86
LBTB	88.9	115.3	2.0	2.1	17.9	1.24
Valor	Medio:				17.2(±1.6)	1.1(±0.3)
ONDA-sP						
PMSA	51.5	177.0	1.5	2.0	18.8	2.63
ANMO	59.4	324.9	2.2	1.9	19.7	0.74
TUC	60.2	319.8	3.0	2.0	18.8	0.88
PFO	64.6	317.5	2.2	2.1	17.9	0.74
GSC	65.9	318.7	2.5	2.2	17.1	0.73
PAS	66.1	317.0	2.2	2.1	17.9	0.73
ISA	67.2	318.2	2.0	2.1	17.9	0.69
SCZ	69.7	317.5	2.2	2.3	16.3	0.75
VNDA	84.7	189.8	1.0	2.2	17.1	0.93
LBTB	88.9	115.3	0.4	2.2	17.1	1.71
Valor	Medio:				17.8 (±0.9)	1.1 (±0.5)

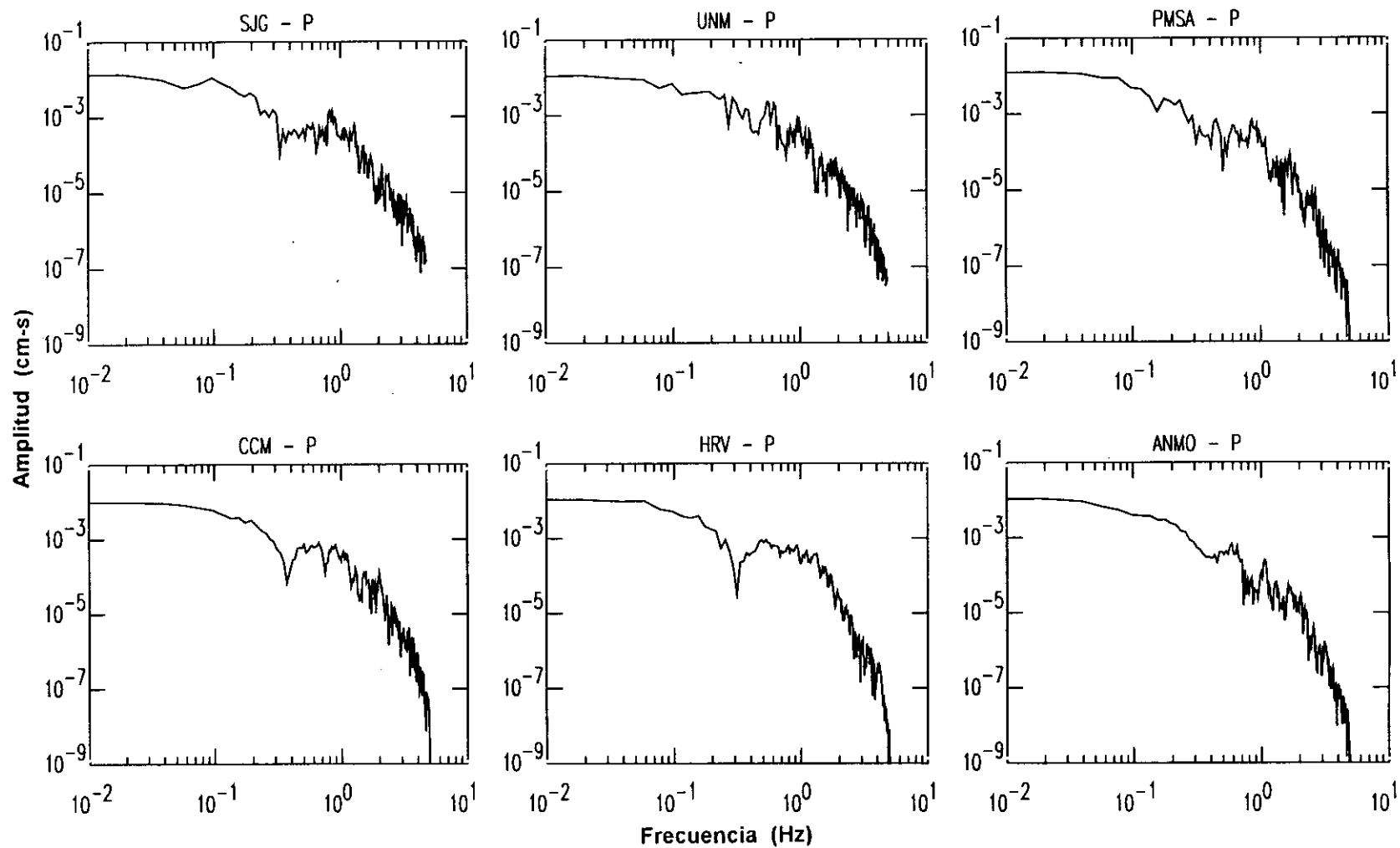


Figura 9.3.2.- Espectros de amplitud de la onda P, S, pP y sP para el terremoto del 10 de enero de 1990 (sismo 9).

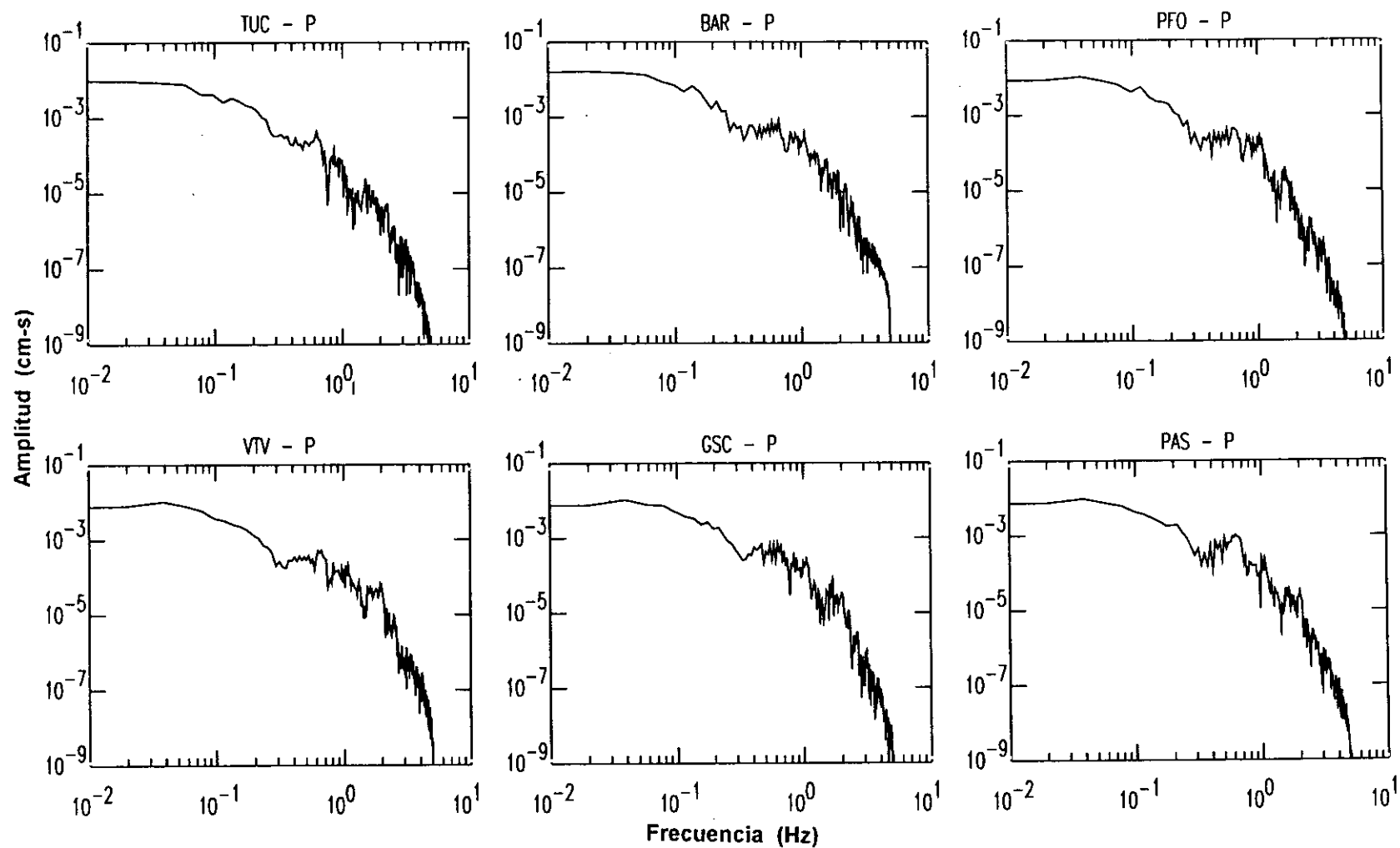


Figura 9.3.2.- Continuación.

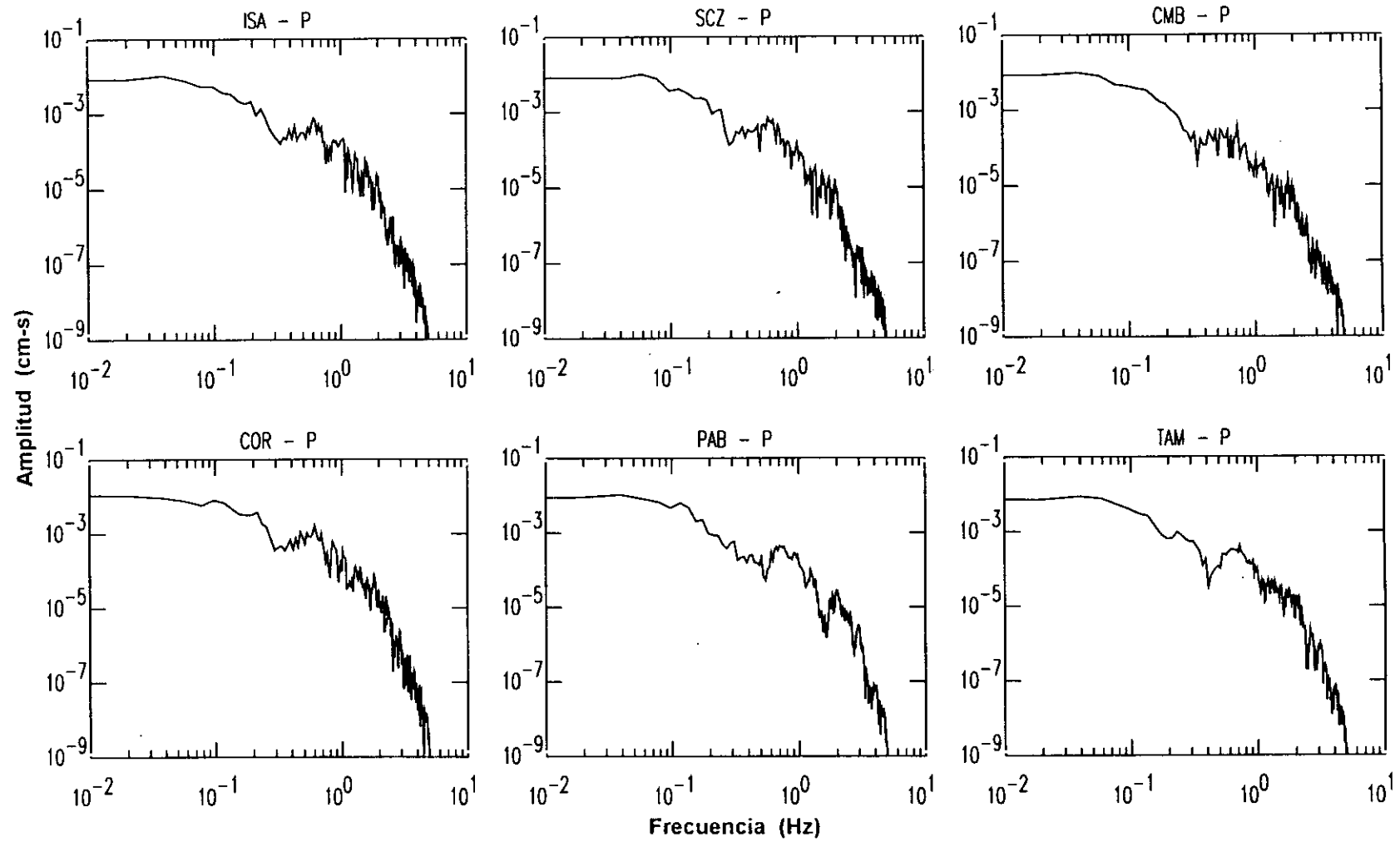


Figura 9.3.2.- Continuación.

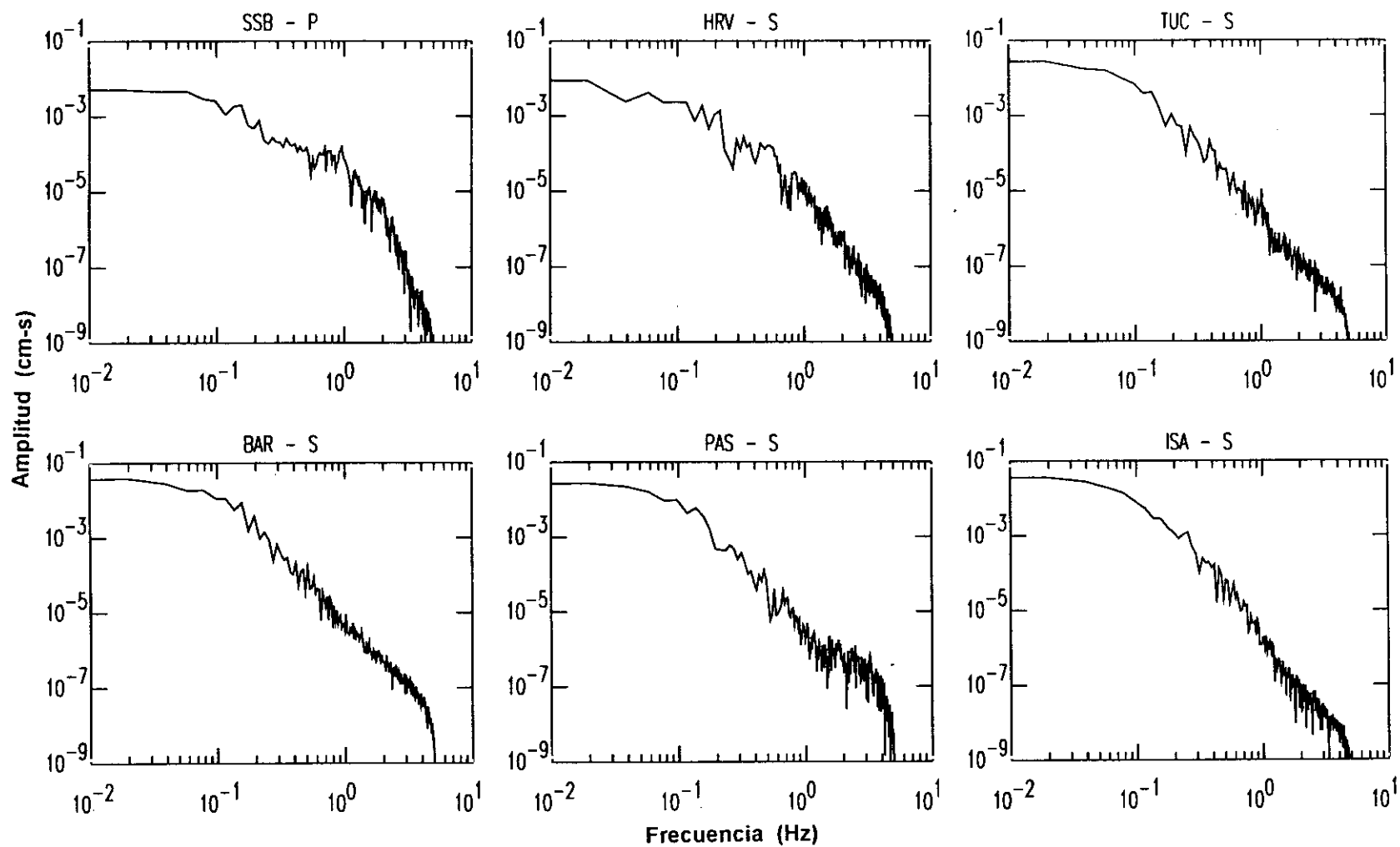


Figura 9.3.2.- Continuación.

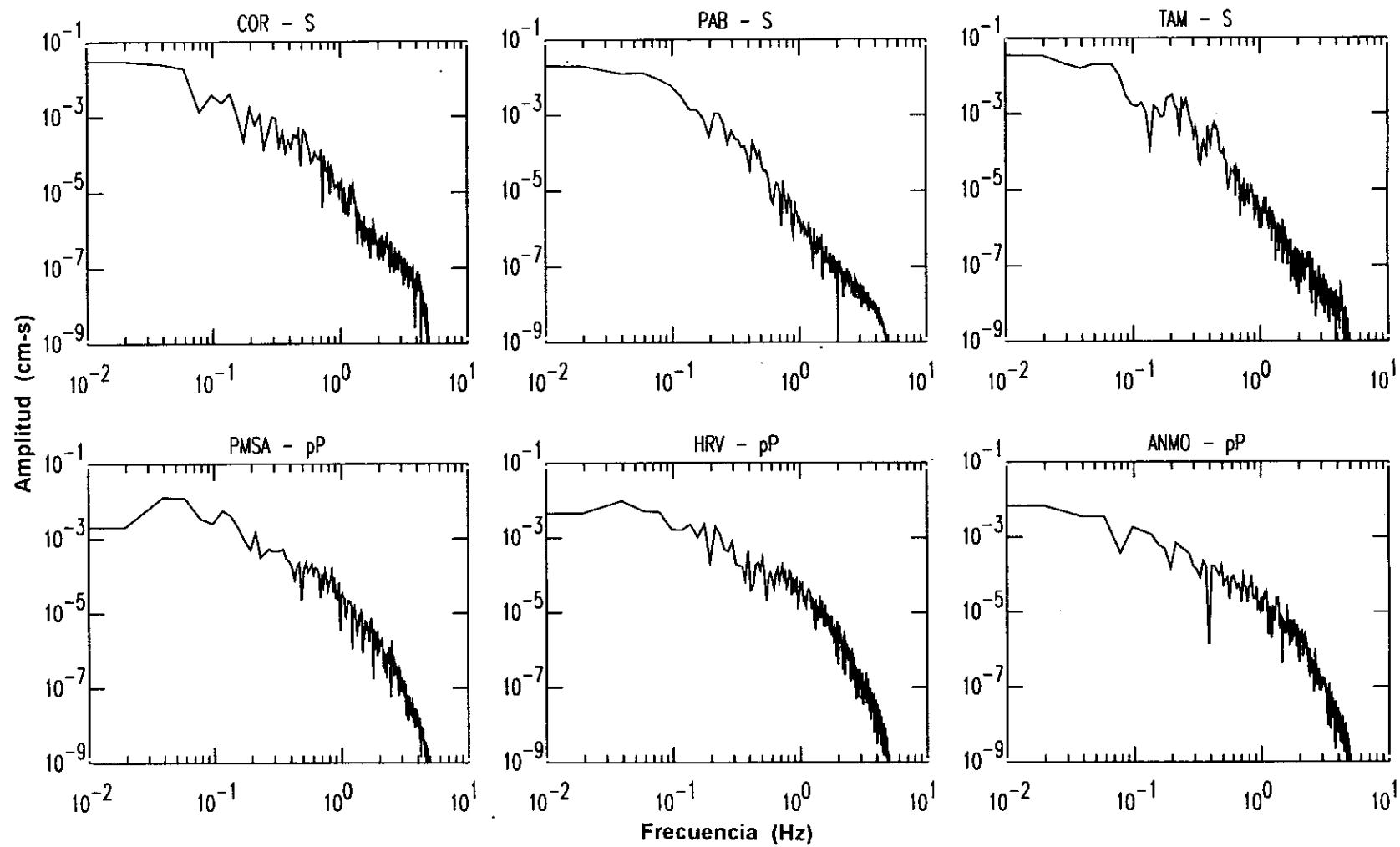


Figura 9.3.2.- Continuación.

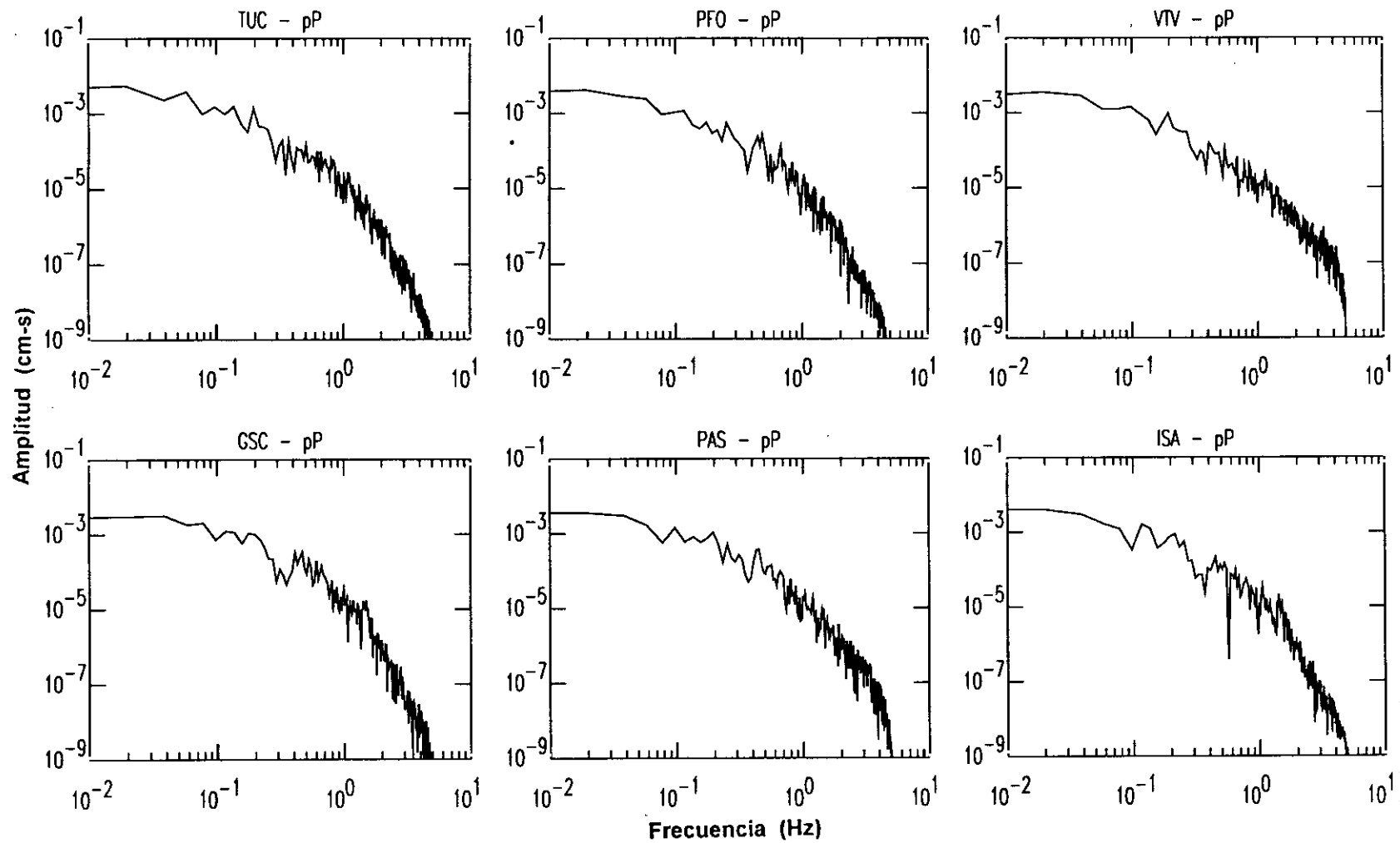


Figura 9.3.2.- Continuación.

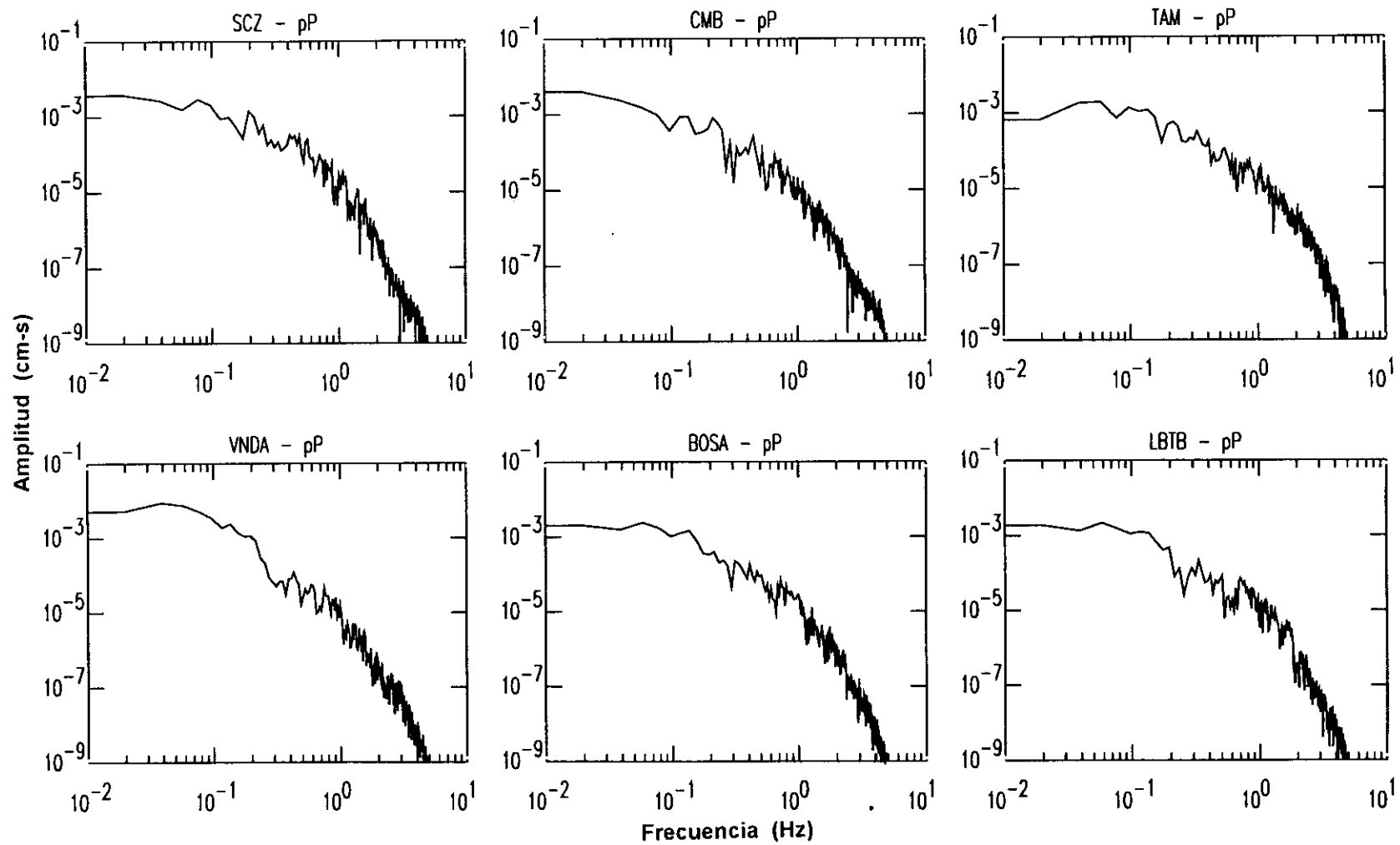


Figura 9.3.2.- Continuación.

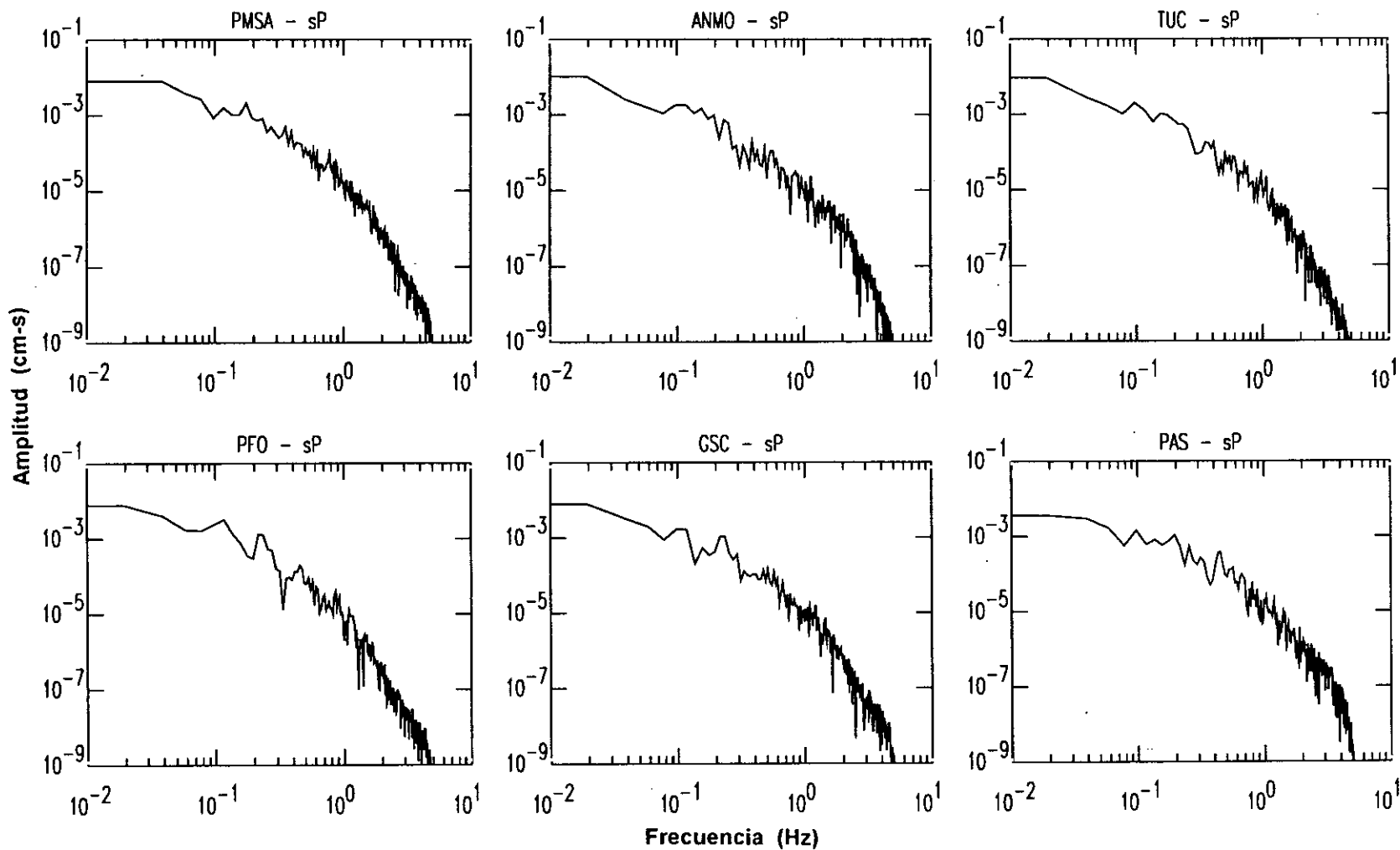


Figura 9.3.2.- Continuación.

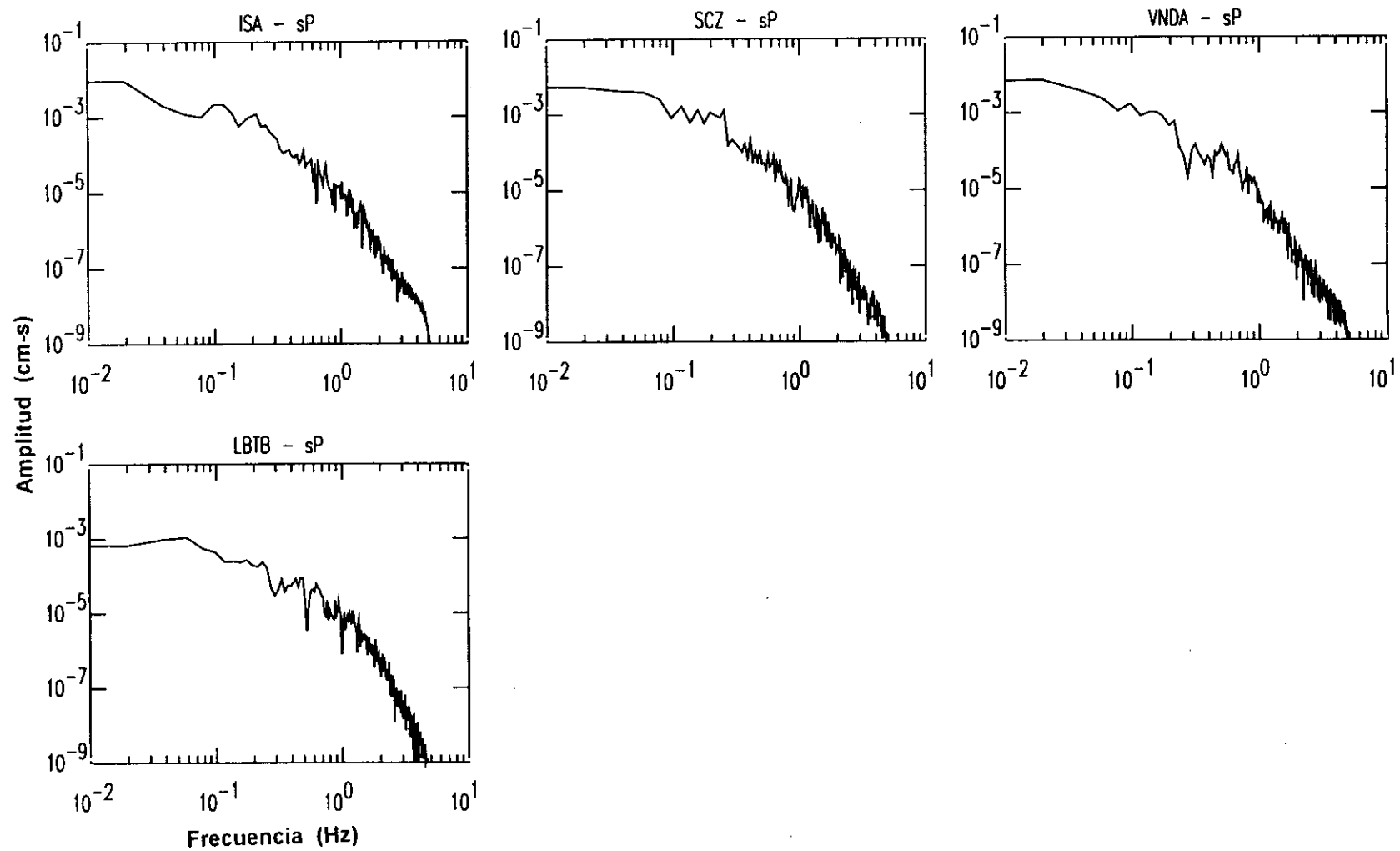


Figura 9.3.2.- Continuación.